POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
im. Stanisława Leszczyckiego

Jarosław Kordowski, Dariusz Brykała,
Arkadiusz Bartczak, Halina Kaczmarek,
Michał Słowiński

ANTROPOGENICZNE I NATURALNE PRZEMIANY ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO WOJEWÓDZTWA KUJAWSKO-POMORSKIEGO- -WYBRANE PRZYKŁADY

PAN
IGiPZ
Warszawa 2010

204. Kalicki T., 2006, *Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holoceńskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich*, 348 s., 82 il., 10 fot.
205. Grobelska H., 2006, *Ewolucja strefy brzegowej zbiornika pakoskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, 122 s. + 23 wkl., 26 il., 12 tab., 33 fot.
206. Leonowicz A.M., 2006, *Kartogram jako forma prezentacji zależności zjawisk geograficznych*, 212 s., 42 il., 16 tab.
207. Węcławowicz G., Degórski M., Komornicki T., Korzeń J., Bański J., Korzeń J., Soja R., Śleszyński P., Więckowski M., 2006, *Studia nad przestrzennym zagospodarowaniem obszaru wzdłuż granicy polsko-niemieckiej*, 224 s., 40 il., 20 tab.
208. Wendt J., 2007, *Wymiar przestrzenny struktur i aktywności społeczeństwa obywatelskiego w Polsce*, 236 s., 54 il., 58 tab.
209. Bartczak A., 2007, *Wieloletnia zmienność odpływu rzecznego z dorzecza Zgłowiączki*, 164 s., 36 il., 41 tab.
210. Prokop P., 2007, *Degradacja środowiska przyrodniczego południowego skłonu Wyżyny Meghalaya, Indie*, 166 s., 41 il., 13 tab.
211. Śleszyński P., Bański J., Degórski M., Komornicki T., Więckowski M., 2007, *Stan zaawansowania planowania przestrzennego w gminach*, 284 s., 107 il., 61 tab.
212. Rączkowska Z., 2007, *Współczesna rzeźba peryglacjalna wysokich gór Europy*, 252 s. + 7, 35 il., 35 tab.
213. Śleszyński P., 2007, *Gospodarcze funkcje kontrolne w przestrzeni Polski*, 320 s., 58 il., 50 tab.
214. Wolski J., 2007, *Przekształcenia krajobrazu wiejskiego Bieszczadów Wysokich w ciągu ostatnich 150 lat*, 268 s., 34 il., 21 tab., 36 fot.
215. Kozłowska A., 2008, *Strefy przejścia między układami roślinnymi – analiza wieloskalowa (na przykładzie roślinności górskiej)*, 152 s., 53 il., 3 tab., 6 zał.
216. Żarnowiecki G., 2008, *Związek pomiędzy pokrywą śnieżną a roślinnością na przykładzie grądów Białowieskiego Parku Narodowego*, 216 s., 51 il., 13 tab., 3 fot., 11 zał.
217. Śleszyński P., 2008, *Duże przedsiębiorstwa w strukturze przestrzennej największych polskich miast*, 104 s., 19 il., 7 tab., 3 zał.
218. Eberhardt P. (red.), 2008, *Problematyka geopolityczna ziem polskich*, 338 s., 42 il.
219. Starkel L., Sarkar S., Soja R., Prokop P., 2008, *Present-day evolution of the Sikkimese-Bhutanese Himalayan piedmont*, 142 s., 63 il., 5 tab., 42 fot.
220. Komornicki T., Śleszyński P., 2009, *Studia nad lokalizacją regionalnych portów lotniczych na Mazowszu*, 244 s., 73 il., 32 tab.
221. Brykała D., 2009, *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie odpływu rzecznego w dorzeczu Skrwy Lewej*, 148 s., 65 il., 18 tab., 10 fot.
222. Budek A., 2010, *Geneza i wiek poziomów próchnicznych w osadach równin zalewowych dolin przedpola Karpat*, 126 s., 29 il., 24 tab., 12 fot.

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 223

http://rcin.org.pl

GEOGRAPHICAL STUDIES

No. 223

ANTHROPOGENIC AND NATURAL CHANGES OF GEOGRAPHICAL ENVIRONMENT IN THE KUYAVIAN-POMERANIAN VOIVODESHIP - SELECTED EXAMPLES

http://rcin.org.pl

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA
IM. STANISŁAWA LESZCZYCKIEGO

PRACE GEOGRAFICZNE NR 223

JAROSŁAW KORDOWSKI, DARIUSZ BRYKAŁA,
ARKADIUSZ BARTCZAK, HALINA KACZMAREK,
MICHAŁ SŁOWIŃSKI

ANTROPOGENICZNE I NATURALNE PRZEMIANY ŚRODOWISKA GEOGRAFICZNEGO WOJEWÓDZTWA KUJAWSKO-POMORSKIEGO – WYBRANE PRZYKŁADY

PAN
IG i PZ

WARSZAWA 2010

http://rcin.org.pl

KOMITET REDAKCYJNY

REDAKTOR: Grzegorz Węcławowicz
CZŁONKOWIE: Jerzy Grzeszczak, Barbara Krawczyk,
Jan Matuszkiewicz, Jerzy J. Parysek

RADA REDAKCYJNA
Bolesław Domański, Adam Kotarba, Jan Łoboda,
Andrzej Richling, Jan S. Kowalski, Andrzej Lisowski,
Eamonn Judge, Lydia Coudroy

RECENZENCI TOMU:
Władysław Niewiarowski, Roman Soja

Redaktorzy tomu:
Jarosław Kordowski, Dariusz Brykała

ADRES REDAKCJI:

Dział Wydawnictw IGiPZ PAN
ul. Twarda 51/55, 00–818 Warszawa

Opracowanie techniczne: Ewa Jankowska
Zdjęcie na okładce: Dariusz Brykała

© Copyright by Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN
im. Stanisława Leszczyckiego, Warszawa 2010

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-61590-13-2

Łamanie wykonano w Zespole Wydawnictw IGiPZ PAN,
ul. Twarda 51/55, 00-818 Warszawa

Druk i oprawa: Drukarnia Kłimiuk
ul. Zwierzyniecka 8A, 00-719 Warszawa

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

1. Specyfika antropopresji w województwie kujawsko-pomorskim – wprowadzenie – *Dariusz Brykała, Jarosław Kordowski* 7

2. Warunki hydrologiczne w rejonie planowanej odkrywki węgla brunatnego „Tomisławice" KWB „Konin" S.A. – *Arkadiusz Bartczak, Dariusz Brykała* 11

2.1. Wstęp 11

2.2. Materiał do analiz 13

2.3. Metody analiz 13

2.4. Charakterystyka warunków termicznych i opadowych 15

2.5. Obszar badań 18

2.6. Oddziaływanie odkrywkowych kopalni węgla brunatnego na stosunki wodne 21

2.7. Przegląd literatury 24

2.8. Wyniki badań 27

2.8.1. Charakterystyka okresu badań 27

2.8.2. Jednorodność ciągów pomiarowych 28

2.8.3. Wieloletnie tendencje charakterystyk 29

2.8.4. Nizówki i wezbrania 29

2.8.5. Wieloletnie fluktuacje charakterystyk 32

2.8.6. Sezonowa zmienność charakterystyk 34

2.8.7. Analiza współzależności 36

2.8.8. Analiza przestrzenna 36

2.9. Podsumowanie 43

3. Rzeźba i osady otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe" w Borach Tucholskich i ich możliwy wpływ na rozwój pła torfowcowego – *Jarosław Kordowski, Michał Słowiński* 45

3.1. Cel badań 45

3.2. Obszar badań 45

3.3. Geobotaniczna charakterystyka rezerwatu 47

3.4. Metody badań 49

3.5. Rzeźba terenu 54

3.6. Stratygrafia osadów wydzielonych na mapie geologicznej 57

3.7. Wyniki badań uziarnienia osadów 68

3.8. Warunki glebowe w otoczeniu rezerwatu „Jezioro Martwe" 75

3.9. Próba odtworzeniea morfogenezy badanego obszaru i uwarunkowań rozwoju szaty roślinnej oraz rozwoju pła torfowcowego 78

4. Przekształcenia brzegów Zbiornika Pakoskiego – skutki dla wybranych elementów środowiska przyrodniczego – *Halina Kaczmarek* 81

4.1. Wprowadzenie 81

4.2. Cel, zakres i metody badań 83

4.3. Obszar badań 84

4.4. Wahania stanów wody 85

4.5. Typy brzegów Zbiornika Pakoskiego 88

4.6. Podsumowanie 92

Podziękowania 93

Podsumowanie końcowe 94

Literatura 95

Anthropogenic and natural changes of geographical environment in the Kuyavian-Pomeranian voivodeship – selected examples – Summary 104

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

1. SPECYFIKA ANTROPOPRESJI W WOJEWÓDZTWIE KUJAWSKO-POMORSKIM – WPROWADZENIE

Dariusz Brykała, Jarosław Kordowski

Zmieniające się środowisko naturalne wpływa na warunki i jakość życia ludzi. Coraz powszechniejsze jest przekonanie, że należy dbać o jak najlepszy jego stan, bowiem przyczynia się to do polepszenia warunków bytowania i stanu zdrowia ludności. Strategia zrównoważonego rozwoju wymaga poszukiwania konsensusu pomiędzy potrzebami gospodarczymi (rozwojem rolnictwa, energetyki, przemysłu, transportu) a racjonalną ochroną środowiska. Do wyznaczenia granic antropopresji potrzebne jest zrozumienie w jaki sposób działania człowieka wpływają na środowisko. Wymaga to prowadzenia badań z szeroko rozumianej grupy nauk o środowisku, w tym geografii fizycznej.

Województwo kujawsko-pomorskie zajmuje obszar 17 972 km^2, co stanowi 5,8% powierzchni Polski. Zamieszkuje je 2 068 tys. osób (5,4% ludności Polski – *Rocznik Statystyczny*... 2009). Na obszarze tym można spotkać przykłady skrajnie różnego natężenia oddziaływania człowieka na środowisko przyrodnicze. Największy w północnej Polsce zwarty kompleks leśny – Bory Tucholskie kontrastuje z niemal bezleśnym obszarem rolniczych Kujaw, gdzie powstaje właśnie odkrywka węgla brunatnego „Tomisławice".

Morfogeneza niemal całego obszaru województwa kujawsko-pomorskiego jest związana z ostatnim zlodowaceniem. Powstały wtedy układ wysoczyzn morenowych, sandrów i dolin rzecznych spowodował, że południowe i centralne części województwa to żyzne obszary rolnicze pozostające pod uprawą, w wielu miejscach, już od neolitu. Współczesne użytkowanie terenu w województwie świadczy o specyfice tego regionu. Użytki rolne zajmują 60% powierzchni województwa, w tym grunty orne stanowią aż 89% (najwyższy odsetek wśród województw w Polsce – *Rocznik Statystyczny*... 2009). Na obszarach rolniczych podstawowym problemem są niedobory wody. W tym kontekście znamienne są dane o melioracjach wodnych. 43,8% użytków rolnych województwa jest zmeliorowanych, w tym 77% podlega odwodnieniom (*Rocznik Statystyczny*... 2009). Najbardziej żyzna – południowo-wschodnia część województwa (Kujawy) – to jednocześnie obszar o najniższych sumach opadów atmosferycznych w Polsce (por. rozdz. 2.4.).

http://rcin.org.pl

Lesistość województwa kształtuje się na poziomie 23,2%. Obszary leśne znajdują się głównie w północnej i zachodniej części województwa. Również te obszary poddane były antropopresji poprzez masowe nasadzenia drzew, których efektem są współczesne monokultury sosnowe.

'Antropogeniczne oddziaływanie na środowisko geograficzne obszaru województwa kujawsko-pomorskiego było tematem wielu opracowań naukowych, w tym szczególnie M. Sinkiewicza (1995, 1998) dotyczące denudacji antropogenicznej, Z. Podgórskiego (1996), który określił procentowy udział antropogenicznych form rzeźby terenu dla Pojezierza Chełmińskiego (i terenów przyległych) oraz W. Niewiarowskiego i P. Weckwertha (2006), którzy dokonali szczegółowej inwentaryzacji antropogenicznych form rzeźby terenu na obszarze miasta Torunia. Również stosunki wodne regionu były już w średniowieczu silnie przekształcane przez człowieka (por. Podgórski 2004). W XX wieku na obecnym obszarze województwa utworzonych zostało kilka dużych zbiorników wodnych (Włocławski, Koronowski, Żur, Gródek, Pakoski). Nie tylko wpływają one na reżim hydrologiczny rzek, ale również modyfikują warunki fluwialne w dolinach (por. Babiński 1984, 1997).

Powierzchnie o szczególnych walorach przyrodniczych podlegają prawnej ochronie. W sumie stanowią one 32,4% powierzchni województwa (*Rocznik Statystyczny*... 2009). Głównymi formami ochrony są obszary chronionego krajobrazu (18,6% powierzchni województwa) i parki krajobrazowe (12% powierzchni województwa), w których ponad połowę chronionej powierzchni stanowią użytki rolne (!).

W rozpisanych przez Zarząd Województwa Kujawsko-Pomorskiego konkursach na wsparcie nauki i szkolnictwa wyższego (w latach 2006–2008) realizowanych przez Zakład Geomorfologii i Hydrologii Niżu IGiPZ PAN w Toruniu było 7 projektów badawczych.

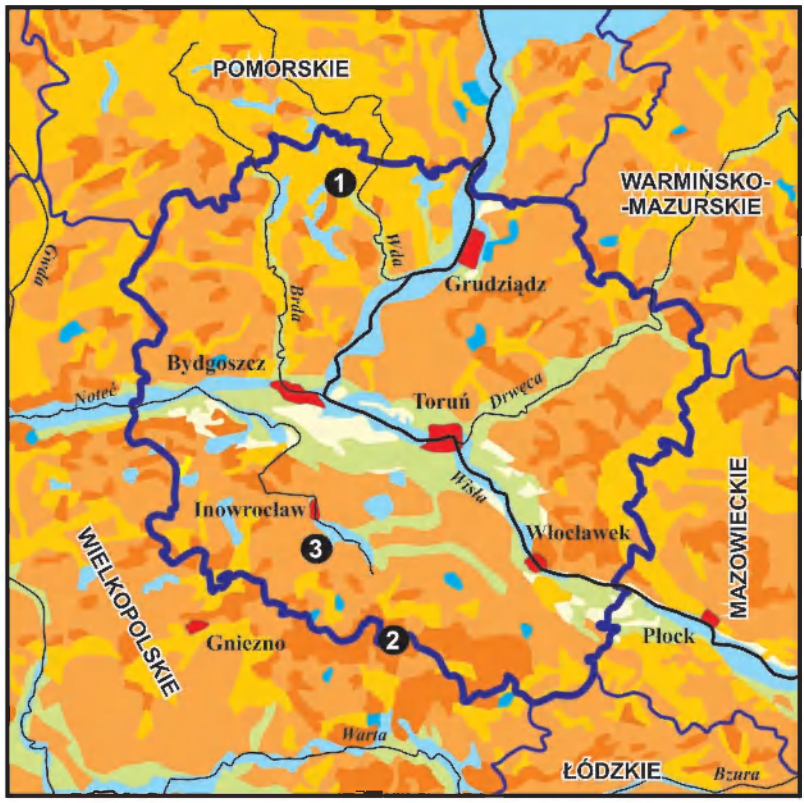
W niniejszym tomie zaprezentowano wyniki badań terenowych prowadzonych w latach 2007 i 2008 w ramach następujących projektów:

EST.I.3020-UDOT-272/2008: *Wpływ decyzji o rozpoczęciu wydobycia węgla brunatnego w kopalni „Tomisławice" na środowisko przyrodnicze województwa kujawsko-pomorskiego. Hydrologiczna diagnoza stanu przed realizacją zadania.*

EST.I.3020-UDOT-273/2008: *Proces zarastania powierzchni jezior na przykładzie ekosystemu torfowiskowo-jeziornego w rezerwacie „Jezioro Martwe" w Borach Tucholskich w województwie kujawsko-pomorskim.*

EST.I.3020-UDOT-485/2007: *Badania naukowe dotyczące przekształcenia brzegów zbiornika Pakoskiego (spiętrzone Jezioro Pakoskie) na Noteci Zachodniej, po 30 latach jego eksploatacji – skutki dla wybranych elementów środowiska przyrodniczego, stworzenie cyfrowego modelu przestrzennego i zaprezentowanie wyników przeprowadzonych badań.*

http://rcin.org.pl



wysoczyzny morenowe *morainic plains*
wzgórza morenowe *moraine hills*
sandry *outwashes*
zastoiska *glaciolimnic plains*
doliny *valleys*
równiny zalewowe *floodplains*
wydmy *dunes*

Warta rzeki *rivers*
Grudziądz większe miasta *cities*
granice województw *voievodships boundaries*
ŁODZKIE nazwy sasiednich województw *surrounding voievodships name)*
1 obiekty badań:
1. Jezioro Martwe (Bory Tucholskie), 2. odkrywka "Tomisławice" Kopalni Węgla Brunatnego "Konin" S.A. (Kujawy), 3. Zbiornik Pakoski (Pojezierze Gnieźnieńskie)
(study areas: 1. Martwe Lake (Tuchola Pinewood), 2. opencast brown-coal mine "Tomisławice" (Kuyavia), 3. Pakość reservoir (Gniezno Lakeland)

Ryc. 1.1. Lokalizacja obiektów badań na tle rysunku geomorfologicznego województwa kujawsko-pomorskiego. Kompilaqja na podstawie plansz 21.1. *Powierzchniowe utwory geologiczne* autorstwa J. Rzechowskiego oraz 14.2A *Podział administracyjny w 1999 roku* autorstwa M. Najgrakowskiego z *Atlasu Rzeczypospolitej Polskiej* (1999).
Study areas location on the background of geomorphological sketch of the Kuyavian-Pomeranian voivodeship. Compilation of the maps *Powierzchniowe utwory geologiczne* by J. Rzechowski and 14.2A *Podział administracyjny w 1999 roku* by M. Najgrakowski from *Atlasu Rzeczypospolitej Polskiej* (1999)

http://rcin.org.pl

Opracowania te dotyczą trzech obszarów badawczych (ryc 1.1) o różnym stopniu antropopresji. Rezerwat „Martwe" jest przykładem jednego z 12 rezerwatów torfowiskowych w województwie kujawsko-pomorskim. Znajduje się on na Śliwickim Obszarze Chronionego Krajobrazu, w bliskim sąsiedztwie Wdeckiego Parku Krajobrazowego. Na znajdujące się tam jezioro człowiek oddziaływał w przeszłości tylko pośrednio – poprzez zmiany użytkowania terenu w zlewni.

Jeziora Pakoskie zostały w latach 70. XX wieku poddane bezpośredniej działalności człowieka. Spiętrzenie jezior oraz nadanie im funkcji retencyjnej doprowadziło do całkowitej zmiany systemu hydrologicznego.

Z kolei obszar planowanej odkrywki węgla brunatnego „Tomisławice" – położonej w bezpośrednim sąsiedztwie parku krajobrazowego i rezerwatu przyrody: Nadgoplański Park Tysiąclecia oraz Obszaru Chronionego Krajobrazu Jeziora Głuszyńskiego, stanowi przykład niemal całkowitej zmiany wszystkich elementów środowiska geograficznego.

http://rcin.org.pl

2. WARUNKI HYDROLOGICZNE W REJONIE PLANOWANEJ ODKRYWKI WĘGLA BRUNATNEGO „TOMISŁAWICE" KWB „KONIN" S.A.

Arkadiusz Bartczak, Dariusz Brykała

2.1. WSTĘP

Odpływ ze zlewni rzecznej jest funkcją klimatu oraz warunków środowiska przyrodniczego, modyfikowanego przez antropopresję. Działalność człowieka w ciągu ostatnich stuleci doprowadziła do znacznego przekształcenia naturalnego środowiska (Maruszczak 1988; Bork i in. 1998; Wodziczko 1947). Antropogeniczne zmiany reżimu odpływu w Polsce zostały omówione w wielu pracach hydrologicznych (m.in. Jankowski 1986; Gutry-Korycka 1993; Absalon 1998; Soja 2002). Przy określaniu stopnia zmian odpływu w wyniku przekształcenia środowiska naturalnego, zwrócono uwagę na trudności wynikające z braku dysponowania długimi seriami pomiarowymi. Istotą takich analiz jest wyznaczenie okresu ewaluacji (quasi-naturalnego) i porównanie go do okresu kalibracji (po wystąpieniu czynnika antropogenicznego) (Dynowska i in. 1985; Jankowski 1986; Jokiel, Maksymiuk 1988; Wrzesiński 1996).

Ze względu na charakter zmian jakie powodują w środowisku wodnym kopalnie odkrywkowe – przed, w czasie i po eksploatacji surowców – konieczne jest wykonanie oceny przepływu rzecznego w różnych sytuacjach hydrologicznych. Ocenę taką należy wykonać dla odpowiednio długiego okresu poprzedzającego pierwsze prace związane z przygotowaniem wytypowanego obszaru do prac górniczych.

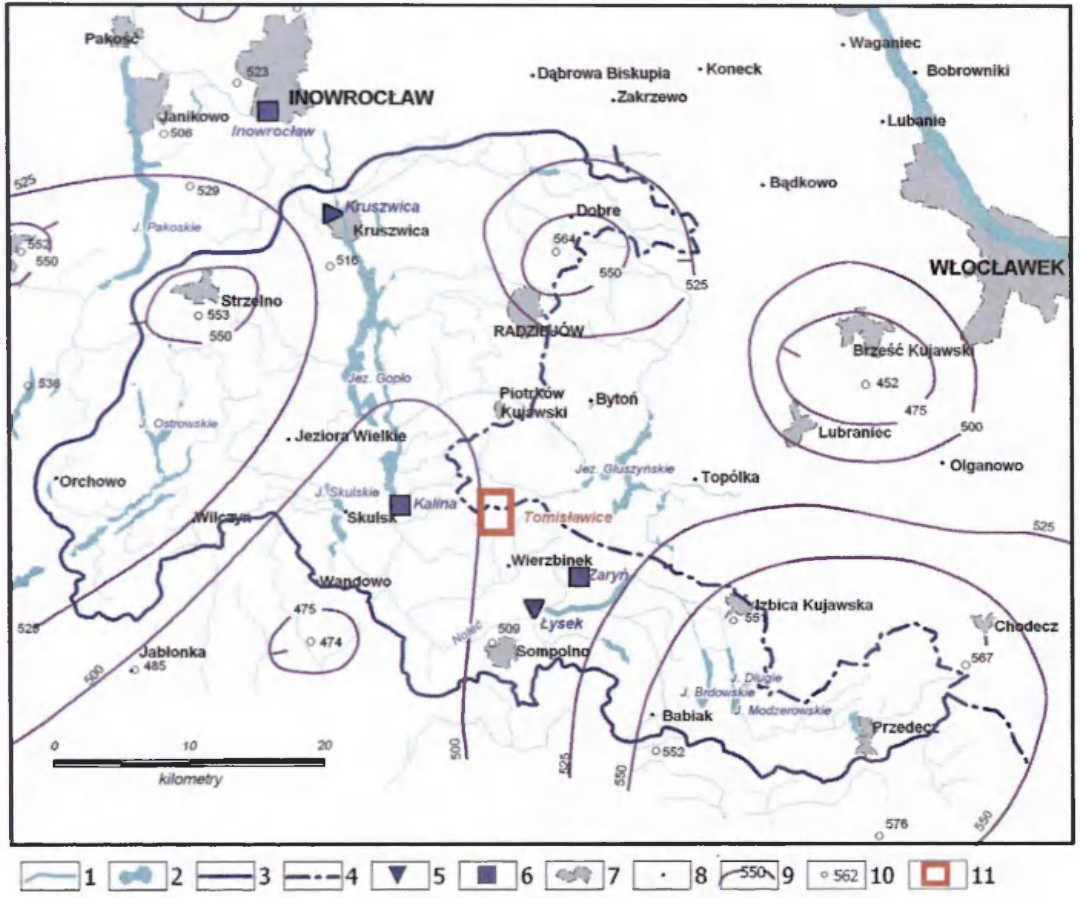
Celem badań była ocena sytuacji hydrologicznej obszaru, na który będzie w najbliższej przyszłości oddziaływała nowa odkrywka Kopalni Węgla Brunatnego „Konin" S.A. w Kleczewie (ryc. 2.1). Przedstawiono charakterystykę hydrologiczną tego obszaru w roku 2008, a wyniki odniesiono do okresu ostatnich 45 lat.

Ocena hydrologiczna dotyczyła:

– analizy statystycznej ciągów danych hydrometeorologicznych,

– analizy przestrzennej warunków hydrologicznych omawianego terenu – na podstawie własnych badań terenowych.

http://rcin.org.pl



Ryc. 2.1. Obszar badań
1 – cieki, 2 – jeziora, 3 – zlewnia Górnej Noteci, 4 – dział wodny 1 rzędu, 5 – posterunki wodowskazowe, 6 – posterunki pomiarowe stanów wód podziemnych, 7 – miasta, 8 – wsie, 9 – izohiety (na podstawie Wójcik, Marciniak, 1993), 10 – średnia roczna suma opadów atmosferycznych „(na podstawie Wójcik, Marciniak, 1993), 11 – planowana odkrywka „Tomisławice"

The study area
1 – rivers, 2 – lakes, 3 – divide of the Upper-Noteć basin, 4 – watershed of the 1st order, 5 – gauging sites, 6 – groundwater level stations, 7 – cities, 8 – villages, 9 – isohyets (after Wójcik & Marciniak, 1993), 10 – mean annual sum of precipitation (after Wójcik & Marciniak, 1993), 11 – projected opencast brown-coal mine „Tomisławice"

http://rcin.org.pl

2.2. MATERIAŁ DO ANALIZ

Do analizy statystycznej wykorzystano następujące dane hydrometeorologiczne:

1. Dobowe, średnie miesięczne oraz średnie, minimalne i maksymalne roczne wartości przepływu Noteci z posterunku wodowskazowego Łysek (fot. 1) z wielolecia 1965–2007.

2. Dobowe, średnie miesięczne oraz średnie, minimalne i maksymalne roczne stany wody jez. Goplo z posterunku wodowskazowego Kruszwica (fot. 2) z wielolecia 1965–2007.

3. Średnie roczne stany wód podziemnych ze stacji Inowrocław z wielolecia 1965– 1999 oraz Kalina i Zaryń z wielolecia 1965 –2000.

Uzupełnieniem były pomiary wykonane w sieci własnych posterunków hydrologicznych. Dotyczyły one pomiarów natężenia przepływu (11 punktów pomiarowych) oraz wysokości położenia zwierciadła wody podziemnej (45 punktów pomiarowych). Badania terenowe prowadzono od maja do listopada 2008 r.

2.3. METODY ANALIZ

W pierwszej kolejności przeprowadzono analizę jednorodności statystycznej ciągów pomiarowych przy pomocy testu sumy rang Kruskala-Wallisa (Ozga-Zieliński 1987). Analizę przeprowadzono zakładając poziom istotności statystycznej $\alpha = 0{,}05$.

Następnie określono tendencje badanych charakterystyk, przy pomocy liniowej funkcji trendu, która ma postać:

$$y = ax + b$$

gdzie:

y – badana charakterystyka, a, b – parametry linii trendu, x – kolejny rok obserwacji.

Parametry „a" oraz „b" funkcji oszacowano metodą najmniejszych kwadratów.

Następnie obliczono wartości współczynników determinacji „R^2" oraz zbadano istotność statystyczną trendów na podstawie wartości statystyki „t_{n-2}", wyznaczonej ze wzoru (Sobczyk 2002):

$$t_{n-2} = \frac{R}{\sqrt{1-R^2}}\sqrt{n-2}$$

gdzie:

R^2 – współczynnik determinacji, n – liczba danych w ciągu.

Obliczoną statystykę porównano z wartością krytyczną „t_α" rozkładu t-Studenta dla poziomu istotności $\alpha = 0{,}05$ i n-2 stopni swobody. Jeśli zachodziła zależność „$t_{n\,2} > t_\alpha$", to badany ciąg pomiarowy posiadał trend istotny statystycznie.

http://rcin.org.pl

Do wyznaczenia krótkookresowych (kilku lub kilkunastoletnich) zmian wielkości analizowanych charakterystyk, wykorzystano metodę krzywej skumulowanych różnic rocznych współczynników przepływu, opadu lub stanu wody (K-1). Przy pomocy tej metody można dokładnie wskazać rok, w którym wystąpiły zmiany kierunku fluktuacji. Współczynnik K obliczono według wzoru:

$$K = \frac{\overline{X}_r}{\overline{X}_w}$$

gdzie:

K – współczynnik przepływu (stanów wody, opadów), $\overline{X}_r$ – średnia roczna wartość badanej charakterystyki, $\overline{X}_w$ – średnia wieloletnia wartość badanej charakterystyki.

Współczynnikiem tym posłużono się również do oceny wilgotności roku hydrologicznego.

Zmienność przepływów i stanów wody zaprezentowano przy pomocy modelu wahań w czasie, który – zgodnie z definicją M. Sobczyka (2002) – jest konstrukcją teoretyczną opisującą kształtowanie się danego zjawiska jako funkcję zmiennej czasowej, wahań okresowych (periodycznych) i przypadkowych (nieregularnych, losowych). Zaletą tej metody jest możliwość liczbowej i graficznej oceny wielkości wahań sezonowych i przypadkowych na tle ich tendencji.

W związku z powyższym analizę podzielono na trzy etapy:

1. Określono tendencję (trend) charakterystyk metodą analityczną. Najczęściej stosowaną i jednocześnie najprostszą metodą obrazującą rozwój badanego zjawiska jest liniowa funkcja trendu, która ma postać:

$$y = ax + b$$

gdzie:

y – badana charakterystyka, a,b – parametry linii trendu, x – kolejny rok obserwacji.

2. Wyznaczono wielkość wahań okresowych, których szczególnym przypadkiem są wahania sezonowe. Wielkość wahań sezonowych przedstawiono przy pomocy wskaźników sezonowości wyrażonych w procentach lub absolutnych poziomach wahań sezonowych wyrażonych wartościami bezwzględnymi. Do wyodrębnienia wahań sezonowych przyjęto metodę opartą na średnich jednoimiennych (miesięcznych) okresach. W takim przypadku wskaźniki sezonowości obliczono według wzoru:

$$S_i = \frac{\overline{y}_i \times d}{\Sigma \overline{y}_i} \times 100 \; [\%]$$

http://rcin.org.pl

Fot. 1. Posterunek wodowskazowy Łysek na Noteci (Fot. D. Brykała)
Photo 1. Gauging site Łysek at the Noteć river (Photo D. Brykała)

Fot. 2. Posterunek wodowskazowy w Kruszwicy na jez. Gopło (Fot. D. Brykała)
Photo 2. Gauging site Kruszwica at the Gopło Łake (Photo D. Brykała)

http://rcin.org.pl

Fot. 3. Rurociąg odprowadzający wodę z odkrywki „Tomisławice" (wrzesień 2009 r.) (Fot. D. Brykała)

Photo 3. Pipeline transported water from the area of opencast brown-coal mine "Tomisławice" (September 2009) (Photo D. Brykała)

Fot. 4. Zarośnięty rów melioracyjny we wsi Boguszyce (sierpień 2008 r.) (Fot. D. Brykała)

Photo 4. Devastated irrigation canal in Boguszyce village (August 2008) (Photo D. Brykała)

http://rcin.org.pl

Fot. 5. Odnowiony kanał odprowadzający wodę z odkrywki "Tomisławice" we wsi Boguszyce (październik 2008 r.) (Fot. D. Brykała)
Photo 5. New canal in Boguszyce village transported water from the area of opencast brown-coal mine "Tomisławice" (October 2008) (Phot0 D. Brykała)

Fot. 6. Odkrywka "Lubstów" (kwiecień 2008 r.) (Fot. D. Brykała)
Photo 6. Opencast brown-coal mine "Lubstów" (April 2008)
(Photo D. Brykała)

http://rcin.org.pl

Fot. 7. Koryto rzeki Pichna (wrzesień 2008 r.) (Fot. D. Brykała)
Photo 7. Chanel of the Pichna river (September 2008) (Photo D. Brykała)

Fot. 8. Pogłębione koryto rzeki Pichna przygotowane do odprowadzania wody z odkrywki „Tomisławie" (październik 2008 r.) (Fot. D. Brykała)
Photo 8. Deeped and regulated channel of the Pichna river (October 2008) (Photo D. Brykała)

http://rcin.org.pl

gdzie:

S_i – wskaźnik sezonowości dla i-tego podokresu (październików, listopadów, grudni, itd.), $\overline{y_i}$ – średnia wartość charakterystyki w badanym jednoimiennym podokresie, d – liczba miesięcy w roku.

3. Wyodrębniono wahania przypadkowe, które obok czynników głównych i sezonowych wpływają w dużej mierze na charakter zmienności. W modelu tym wahania przypadkowe reprezentowane są przez składniki resztowe, które można obliczyć według następującego wzoru:

$$z_t = y_t - \hat{y}_t - g_{it}$$

gdzie:

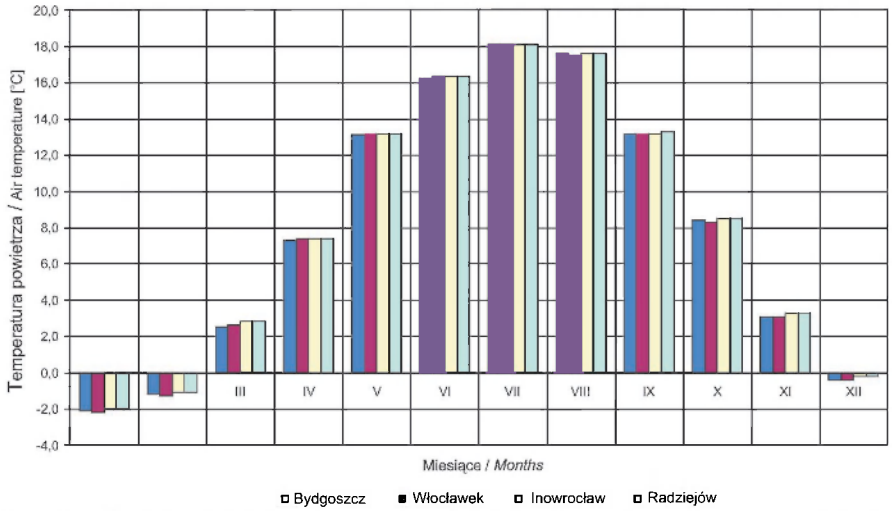
z_t – wahania przypadkowe w wartościach bezwzględnych, y_t – miesięczne wartość badanej charakterystyki, $\hat{y}_t$ – teoretyczna wartość funkcji trendu badanej charakterystyki w okresie t, g_{it} – bezwzględny poziom wahań sezonowych badanej charakterystyki w i-tym podokresie cyklu.

2.4. CHARAKTERYSTYKA WARUNKÓW TERMICZNYCH I OPADOWYCH

Zgodnie z podziałem Polski na regiony klimatyczne opracowanym przez W. Wiszniewskiego i W. Chełchowskiego, zamieszczonym w *Atlasie hydrologicznym Polski* (1987) obszar badań (zlewnia górnej Noteci oraz zlewnia jez. Gopła) należy do regionu wielkopolsko-mazowieckiego. Region ten charakteryzuje się średnią roczną temperaturą powietrza od +7,5°C do +8,0°C. Średnia temperatura w półroczu zimowym (XI–IV) waha się +1,5°C do +2,0°C, a w półroczu letnim (V–X) od +14,5°C do +15,0°C. Z danych zamieszczonych w pracy B. Bąka (2003) wynika, że średnia roczna temperatura powietrza z wielolecia 1851–2000 na stacji Bydgoszcz-IMUZ wynosiła +8,1°C. Jednak w dekadach 1981–1990 oraz 1991–2000 była znacznie wyższa od średniej rocznej z wielolecia i wynosiła +9,0°C. Szczególnie znaczący wzrost temperatury powietrza zaznaczył się w okresach letnich (VI–VIII). W dekadzie 1971–1980 średnia temperatura lata wynosiła +17,8°C, w dekadzie 1981–1990: +18,0°C, a w dekadzie 1991–2000: +18,6°C. Średnia temperatura lata w wieloleciu 1851–2000 wynosiła +17,7°C (Bąk 2003).

Z analizy przeprowadzonej przez J. Żarskiego i S. Dudka (2000) dla województwa kujawsko-pomorskiego wynika, że średnie wieloletnie temperatury powietrza poniżej zera występują w styczniu, lutym i grudniu. Miesiącem o najniższej średniej wieloletniej temperaturze powietrza jest styczeń, w którym temperatura powietrza osiąga wartości, w powiatach: inowrocławskim i radziejowskim –2,0°C, w bydgoskim –2,1°C, a włocławskim –2,2°C (ryc. 2.2). Z kolei najwyższe średnie wieloletnie temperatury powietrza notowane były w czerwcu, lipcu i sierpniu. W powiatach inowrocławskim, radziejowskim, bydgoskim i włocławskim średnia wieloletnia temperatura w lipcu wynosiła +18,1°C. Ze względu na formowanie się odpływu powierzchniowego w zlewni bardzo ważne są daty wystąpienia oraz czas trwania: termicznej zimy (okresu z temperaturą

http://rcin.org.pl



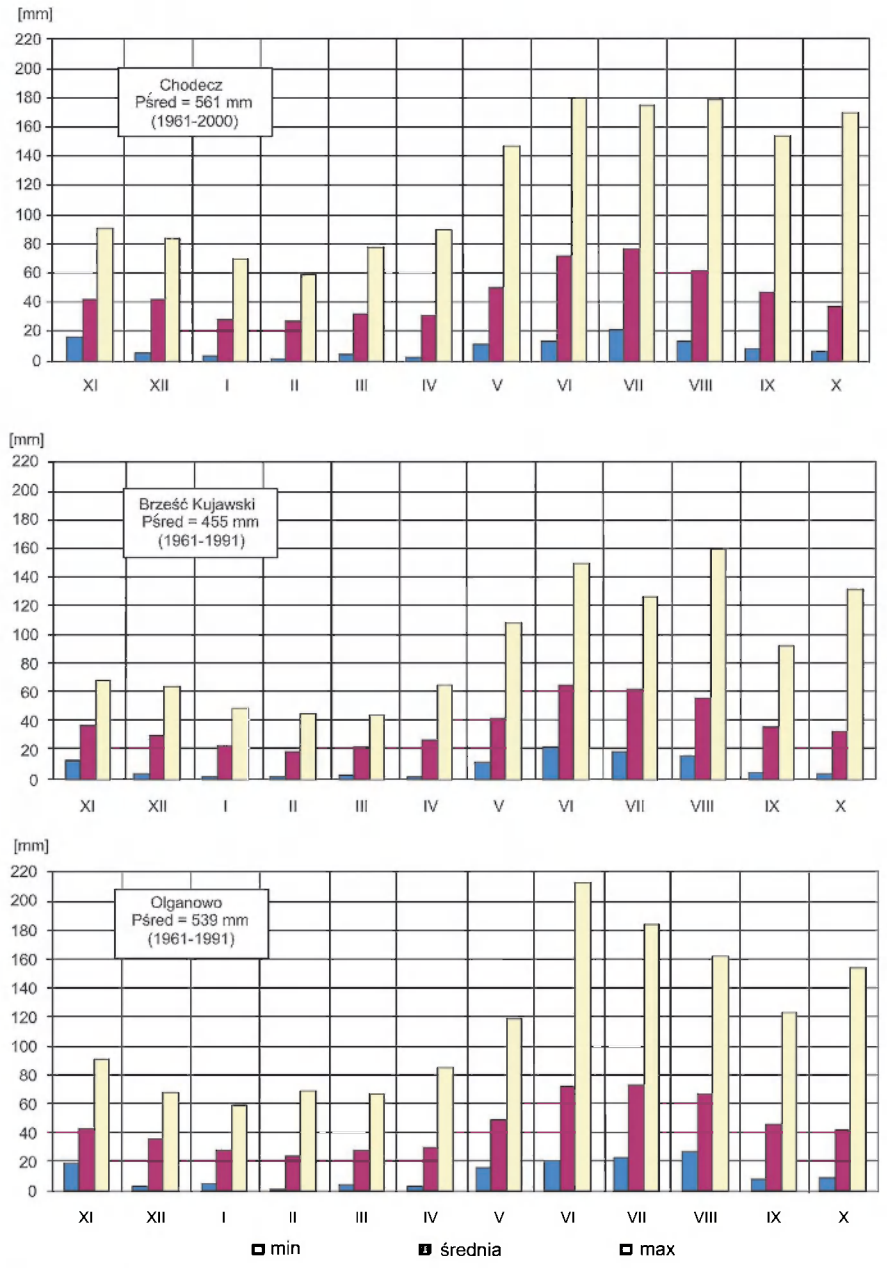
Ryc. 2.2. Średnie wieloletnie temperatury powietrza w cyklu rocznym w powiatach: bydgoskim, włocławskim, inowrocławskim i radziejowskim (Źródło: Żarski, Dudek 2000)

Mean long-term air temperatures in the yearly cycle in provinces of Bydgoszcz, Włocławek, Inowrocław and Radziejów (Source: Żarski, Dudek 2000)

ustaloną poniżej 0°C) oraz termicznego lata (okres z temperaturą ustaloną na poziomie równym i większym od +15°C). Termiczna zima trwała od 71 dni w powiatach inowrocławskim (14.XII–23.II) i radziejowskim (14.XII–23.II) do 75 dni w powiecie bydgoskim (12.XII–25.II) i włocławskim (12.XII–25.II), termiczne lato od 92 dni w powiecie bydgoskim (03.VI–03.IX) przez 93 dni w powiecie inowrocławskim (02.VI–03.IX) i włocławskim (02.VI–03.IX) do 94 dni w powiecie radziejowskim (02.VI–04.IX) (Żarski, Dudek 2000).

Wielkość opadów atmosferycznych na obszarze badań należy do najniższych w Polsce. Potwierdzają to analizy m.in. G. Wójcika i K. Marciniaka (1993) oraz A. Wosia (1994). Średnie roczne (z lat 1951–1980) sumy opadów atmosferycznych nie przekraczające 500 mm na Kujawach nie występowały na zwartym, większym obszarze. Występowały one raczej „wyspowo", np. w miejscowościach (ryc. 2.1): Brześć Kujawski (452 mm), Wandowo (474 mm), Jabłonka (485 mm). Tak niskie średnie sumy roczne G. Wójcik i K. Marciniak (1993) uzasadniają przede wszystkim mało zróżnicowaną rzeźbą terenu oraz oddziaływaniem cienia opadowego wysoczyzn pojeziernych. Charakterystyka wielkości i zmienności opadów atmosferycznych dla wschodniej części Kujaw (315.57) (dorzecze Zgłowiączki) przeprowadzona została przez A. Bartczaka (2007). Z jego analiz wynika, że średnie sumy roczne opadów atmosferycznych wahają się od 561 mm w Chodczu (wielolecie 1961–2000) do 455 mm w Brześciu Kujawskim (wielolecie 1961–1991), w Olganowie wynoszą one 539 mm (wielolecie 1961–1991). Współczynnik zmienności rocznych sum opadów at-

http://rcin.org.pl



Ryc. 2.3. Średnie wieloletnie sumy opadów atmosferycznych w cyklu rocznym w Chodczu, Brześciu Kujawskim i Olganowie (Źródło: Bartczak 2007)

Mean long-term sums of precipitation in the yearly cycle in Chodecz, Brześć Kujawski and Olganowo (Source: Bartczak 2007)

http://rcin.org.pl

mosferycznych wynosi odpowiednio: 16,9%, 17,3% i 19,1%. W cyklu rocznym najwyższe średnie miesięczne sumy opadów z wielolecia notowane były w lipcu na posterunkach w Chodczu i Olganowie, a w Brześciu Kujawskim w czerwcu (ryc. 2.3). Maksymalne sumy miesięczne zanotowane zostały w Chodczu i Olganowie w czerwcu 1980 roku (odpowiednio 181 mm i 212 mm), a w Brześciu Kujawskim w sierpniu 1985 roku (159 mm). Średnie sumy opadów półrocza letniego stanowiły od 63% w Chodczu do 65% w Brześciu Kujawskim i Olganowie średniej sumy rocznej z wielolecia. Podstawowa różnica pomiędzy wielkością sum opadów letnich w stosunku do zimowych na Nizinie Wielkopolskiej wynika nie z częstości występowania opadów, ale z większego natężenia opadów letnich (Woś 1994). Pomimo, że sumy opadów atmosferycznych nie wyróżniają się wysokimi wartościami współczynnika zmienności, to jak stwierdzili K. Kożuchowski i in (1990) „*każda znaczniejsza zmiana sumy opadów wywołuje w środowisku geograficznym poważne zakłócenia. Szczególnie Polska środkowa, Wielkopolska i Kujawy, a także wododziałowy obszar dzielący zlewnie Warty i Wisły dotkliwie odczuwają deficyt wody pogłębiany przez pojawiające się od czasu do czasu niedobory opadów atmosferycznych*" (s. 359).

2.5. OBSZAR BADAŃ

Badania terenowe prowadzono na obszarze ograniczonym od północy Kanałem Bachorze, na południu rzeką Notecią, na wschodzie jeziorem Głuszyńskim i na zachodzie jeziorem Gopłem. Zgodnie z podziałem fizycznogeograficznym Polski J. Kondrackiego (2002) obszar planowanej odkrywki „Tomisławice" znajduje się na Pojezierzu Kujawskim (315.57). Mezoregion ten cechuje stosunkowo małe zróżnicowanie hipsometryczne. Najniżej położone tereny występują w rynnie jeziora Gopła (77 m n.p.m.). Kulminacjami terenu są wzgórza morenowe w miejscowości Chełmce (maksymalnie: 117,9 m n.p.m.) i Jaźwica (122 m n.p.m.). Obszarowo największą część terenu zajmuje wysoczyzna morenowa płaska i falista (90–100 m n.p.m.). Cechą charakterystyczną obszaru badań jest występowanie dolin rzecznych przebiegających równoleżnikowo i wykorzystywanych przez cieki wodne łączące systemy rzeczne Wisły i Odry: Kanał Bachorze (łączący jezioro Gopło i Zgłowiączkę) oraz Kanał Gopło-Świesz (łaczący jezioro Gopło i Jezioro Głuszyńskie). W topografii terenu zaznacza się zwłaszcza dolina tego drugiego cieku.

Odkrywka „Tomisławice" będzie się znajdowała na dziale wodnym I rzędu – pomiędzy dorzeczem Odry i Wisły (ryc. 2.1). Zachodnia i południowo-zachodnia część obszaru badań jest odwadniana przez system hydrograficzny Noteci Wschodniej, natomiast północno-zachodnia część obszaru badań – należy do dorzecza Zgłowiączki. Dział wodny między dorzeczami w wielu miejscach jest nieustabilizowany i zależny od aktualnej sytuacji wilgotnościowej. Jako przykład można podać bifurkacje na Kanale Bachorze i Kanale Gopło-Świesz.

http://rcin.org.pl

Omawiany obszar w całości pokrywają utwory czwartorzędowe o średniej miąższości ok. 45 m. Ich miąższość jest zróżnicowana i zależy od ukształtowania stropu starszego podłoża. Utwory te reprezentowane są przez sześć poziomów glin zwałowych rozdzielonych cienkimi (0,5–2,0 m) warstwami piasków fluwioglacjalnych oraz mułków zastoiskowych.

Kompleks wodonośny w rejonie planowanej odkrywki „Tomisławice" składa się z następujących poziomów wodonośnych (Herbich P. 2008):

- w piętrze czwartorzędowym:
  – poziom przypowierzchniowy (wody gruntowe),
  – poziom międzyglinowy,
  – poziom podglinowy;
- w piętrze neogeńskim i paleogeńskim:
  – poziom nadwęglowy,
  – poziom podwęglowy;
- w piętrze kredowym:
  – poziom kredy górnej.

Wyniki opracowań hydrogeologicznych wykonanych na analizowanym obszarze (Szadkowska 1997; Dąbrowski, Owczarczak 2002; Giełżecka-Mądry, Sideł 2002; Maszońska 2002; Straburzyńska, Trzeciakowska 2002; Herbich 2008) pozwoliły na wydzielenie dwóch przestrzennych jednostek hydrogeologicznych w pierwszym od powierzchni poziomie czwartorzędowym:

– **jednostka I** obejmuje obszary w obrębie wysoczyzn morenowych, gdzie poziom wodonośny tworzą osady piasków fluwioglacjalnych i rzecznych rozdzielone lokalnie glinami morenowymi. Pierwszym poziomem wodonośnym jest tutaj poziom międzyglinowy górny, zalegający na głębokości od 2,0 do około 20,0 m p.p.t., pod nadkładem glin zwałowych, stanowiących warstwę napinającą. Poziom ten charakteryzuje się napiętym lub lokalnie swobodnym zwierciadłem wody, w zależności od miąższości nadkładu glin. Zwierciadło wody stabilizuje się na rzędnych od ok. 80,0 do 110,0 m n.p.m. Poziom ten zasilany jest na drodze infiltracji opadów. Charakterystyczną cechą morfologii terenu jest występowanie wąskich głęboko wciętych jezior rynnowych, które stanowią bazę drenażu.

– **jednostka II** obejmuje dolinę Noteci. Pierwszym poziomem wodonośnym jest tu poziom gruntowy. W jego budowie przeważają piaski i żwiry rzeczne, lokalnie pod nadkładem torfów. Zwierciadło wody ma charakter swobodny, zalega najczęściej na wysokości 0,0–5,0 m p.p.t. (80,0–85,0 m n.p.m.) i wykazuje bezpośredni związek z wodami powierzchniowymi. Zasilanie tego poziomu zachodzi na drodze infiltracji opadów, a drenaż poprzez system licznych rowów i kanałów do Noteci.

Mioceński węgiel brunatny w rejonie Konina występuje w postaci rozległych soczew zalegających na piaskach podwęglowych. W celu wydobycia węgla metodą odkrywkową konieczne będzie odprowadzanie wody z dwóch pięter wo-

http://rcin.org.pl

donośnych: nadwęglowego i podwęglowego. Piętro nadwęglowe (piaski, żwiry) jest zaburzone glacitektonicznie, a dolne warstwy spoczywają lokalnie na iłach plioceńskich. Piętro podwęglowe z kolei w górnej części tworzą mioceńskie piaski o nieciągłym rozprzestrzenieniu, a w dolnej – stropowe, szczelinowe partie margli górnokredowych.

W 2008 r. rozpoczęła się budowa 85 studni o głębokości 80 m. Studnie te mają odpompowywać wodę z obszaru, na którym od 2010 r. ma być wydobywany węgiel brunatny. Kopalnia będzie eksploatowana przez ok. 24 lata, a łączne wydobycie węgla ma sięgnąć 77 mln ton. Po zaprzestaniu wydobycia węgla w ciągu 23 lat ma tam powstać wodny zbiornik rekreacyjny o powierzchni 300 ha i średniej głębokości 6 m.

Ze względu na zmiany dokonywane przez człowieka, jak również stosunkowo niskie sumy opadów atmosferycznych Wielkopolska i Kujawy określane są w literaturze jako obszary na których wystąpił proces „stepowienia". Pojęcie „stepowienia" zostało wprowadzone do literatury polskiej przez A. Wodziczkę (1947) jako kontynuacja teorii niemieckiego badacza A. Seiferta przedstawionej w 1936 roku w pracy „*Die Versteppung Deutschlands*". Również późniejsza praca J. Lambora (1954) dotycząca „stepowienia" środkowych obszarów Polski nawiązywała do teorii A. Seiferta. Na proces ten, zgodnie z teoretycznymi założeniami, składały się trzy zasadnicze czynniki, dwa antropogeniczne i jeden naturalny. Do antropogenicznych należały: wylesianie oraz prace melioracyjne i regulacyjne. Czynnikiem naturalnym były zaś zmiany klimatu. Tezę o „stepowieniu" i degradacji środowiska Wielkopolski przedstawiono również w pracy pod redakcją J. Banaszaka (2003). Autorzy pracy degradację obszaru zaprezentowali głównie na podstawie zmian florystycznych i faunistycznych.

Za początek wylesienia w Polsce przyjmuje się wiek V i VI (Lambor 1954). Jednak jak wynika z prac Z. Czubińskiego (1947) oraz W. Dzieduszyckiego (1976) przełomowym w procesie zmniejszania powierzchni leśnych w Polsce (również w Wielkopolsce i na Kujawach) był wiek XIII i XIV. Z kolei B. Degórska (1996) oraz A. Kaniecki (2007) zwracają uwagę, że proces wylesienia na tym obszarze osiągnął największe rozmiary w XVI w. Z procesem tym jak wskazuje J. Lambor (1954) należy wiązać systematyczne podnoszenie się poziomu wody gruntowej na obszarach wylesionych. Proces „zabagnienia" obszarów wylesionych dał impuls do rozpoczęcia prac melioracyjnych – odwadniających, których najintensywniejszy rozwój nastąpił w wieku XIX, pomimo, że techniki melioracji i regulacji cieków wodnych znano już w wieku XVIII (Ciepielowski, Gutry-Korycka 1993). Właśnie z pracami melioracyjnymi wiązane są zmiany poziomu wody jez. Gopło w ostatnich dwustu latach.

Proces niszczenia pierwotnej szaty roślinnej, a następnie odwadnianie doprowadziło zdaniem A. Wodziczki (1947) do zachwiania naturalnej równowagi krajobrazowej. W efekcie na obszarze Wielkopolski i Kujaw nastąpiła zmiana krajobrazu z krajobrazu pierwotnego (w którym panuje równowaga pomiędzy

http://rcin.org.pl

wszystkimi elementami krajobrazu) poprzez krajobraz naturalny (w którym człowiek wywołuje trwałe, ale nieistotne zmiany) do krajobrazu stosowanego (silnie i trwale przekształconego). Typowym krajobrazem stosowanym jest krajobraz rolniczy. Do tego typu krajobrazu zaliczona została zlewnia Noteci górnej wraz ze zlewnią Gopła, która zajmuje łącznie powierzchnię 1408,2 km^2. W strukturze użytkowania gruntów dominują tu obecnie użytki rolne, których powierzchnia wynosi 1184,74 km^2 (84,13% całkowitej powierzchni), z czego grunty orne zajmują powierzchnię 1142,79 km^2 (81,2% całkowitej powierzchni), a użytki zielone 59,95 km^2 (4,2% całkowitej powierzchni). Powierzchnia zajęta przez las wynosi 114,61 km^2 (8,1% powierzchni), a przez wody 41,65 km^2 (3,0% powierzchni). Inne grunty stanowią 3,5% całkowitej powierzchni.

2.6. ODDZIAŁYWANIE ODKRYWKOWYCH KOPALNI WĘGLA BRUNATNEGO NA STOSUNKI WODNE

Przejawem antropopresji o innym charakterze niż wspomniane powyżej były prace górnicze. W rejonie Konina okresowo eksploatowano złoża węgla brunatnego już w XIX wieku (w okolicach Brzeźna). W czasie II wojny światowej rozpoczęto budowę odkrywki „Morzysław", a w 1945 roku rozpoczęto jej eksploatację. W 1953 roku przystąpiono do eksploatacji odkrywki „Niesłusz". Ważnym czynnikiem rozwoju KWB „Konin" było wybudowanie w roku 1958 Elektrowni „Konin" a następnie 1967–69 – Elektrowni „Pątnów". Przyczyniło się to do uruchamiania sukcesywnie następnych odkrywek (Kasztelewicz i in. 2005):

- Gosławice – 1958 rok,
- Pątnów – 1962 rok,
- Kazimierz – 1965 rok,
- Jóźwin – 1971 rok,
- Lubstów – 1982 rok,
- Jóźwin IIB – 1999 rok,
- Drzewce – 2005 rok.

Złoże „Tomisławice" zostało odkryte w 1998 roku. 10 lat później – 6 lutego 2008 roku minister środowiska podpisał koncesję nr 2/2008 na wydobywanie węgla brunatnego i kopalin towarzyszących ze złoża „Tomisławice" przez KWB „Konin" w Kleczewie S.A. Jednocześnie minister wyznaczył Obszar Górniczy „Tomisławice" o powierzchni 17,4 km^2 oraz Teren Górniczy „Tomisławice" o powierzchni 153,2 km^2. Samo złoże ma powierzchnię 10,8 km^2. Minimalny wskaźnik wykorzystania zasobów powinien wynieść tu 0,93. Koncesja jest ważna do 31 grudnia 2030 roku (Mazurek 2008).

Główne zmiany hydrologiczne, jakie zachodzą w środowisku wskutek funkcjonowania odkrywkowych kopalni węgla brunatnego dotyczą:

– przekształcenia reżimu odpływu i obiegu wody,

– zmiany zasobów wód podziemnych,

– modyfikacji systemów hydrograficznych,

http://rcin.org.pl

– zmiany reżimu termicznego wód podziemnych,
– zmiany w gospodarce wodno-ściekowej,
– osuszanie terenów w otoczeniu kopalni,
– pogarszania się zdolności produkcyjnych gleb,
– przekształcenia jakości wód powierzchniowych i podziemnych.

Bez wątpienia najbardziej jaskrawym elementem powodującym zmiany środowiska wodnego poprzez eksploatację odkrywki górniczej jest tworzenie się w sąsiedztwie kopalni strefy o obniżonym zwierciadle wody podziemnej, leja depresji. Największe obniżenie zwierciadła wody znajduje się przy odkrywce górniczej i zmniejsza się wraz z oddalaniem od niej. Obiekty hydrograficzne znajdujące się w strefie zasięgu leja, które nie są izolowane utworami nieprzepuszczalnymi mogą tracić związek hydrauliczny z wodami podziemnymi. W konsekwencji prowadzi to do infiltracji wody z jezior, mokradeł, cieków i ostatecznie doprowadza do ich zaniku.

Dynamika i zasięg przestrzenny leja depresji uzależniony jest zarówno od warunków litologicznych górotworu jak i od intensywności odwadniania złoża oraz wahań alimentacji atmosferycznej (por. Maksymiuk 2002). M. Stolarska i M. Ruman (2007) wskazują, że lej depresji odkrywki „Bełchatów" na początku XXI wieku (2002 rok) miał mniejszy zasięg od obserwowanego w latach 1991–1992.

Z. Kasztelewicz i in. (2004) szacuje ilość odpompowanej wody z 4 polskich kopalni odkrywkowych węgla brunatnego („Adamów", „Bełchatów", „Konin" i „Turów") od początku ich istnienia na przeszło 13 mld m^3, z tego prawie 30% przypada na odkrywki KWB „Konin". Dopływy do systemów odwadniających poszczególnych odkrywek tej spółki wahają się od około 20 do około 80 m^3min^{-1}. Łączne dopływy wód w okresie maksymalnych odwodnień kopalni w rejonie Konina osiągają 130–150 m^3min^{-1}, a w rejonie Turka 120–170 m^3inin^{-1}. Wytworzone w obrębie kompleksu podwęglowego depresje sięgają 50–80 m.

Po okresie eksploatacji węgla, teren odkrywek podlega intensywnym zabiegom rekultywacyjnym. Najczęściej są tam tworzone sztuczne zbiorniki wodne. K. Fagiewicz (2009) podaje, że w rejonie funkcjonowania KWB „Adamów" do 2023 r. powstanie 7 zbiorników o łącznej pojemności 230 mln m^3 wody. Na obszarze, gdzie wcześniej nie występowały naturalne zbiorniki wodne, powierzchnia akwenów wzrośnie o 1128,5 ha.

Szacuje się, że w odkrywce „Tomisławice" dopływ wód do odkrywki będzie wynosił 12–52 m^3min^{-1}. Woda będzie odprowadzana rurociągami (fot. 3), otwartymi kanałami i na nowo uregulowanymi odcinkami rzek (fot. 4 i 5) o łącznej długości 62,4 km. Odbiornikami wód kopalnianych mają być w pierwszej kolejności rzeka Noteć i jezioro Gopło (dorzecze Warty) oraz jezioro Czarny Bród i Jezioro Głuszyńskie (dorzecze Wisły).

http://rcin.org.pl

Uzyskanie koncesji oraz rozpoczęcie przygotowań do eksploatacji odkrywki w Tomisławicach doprowadziło do ożywionej dyskusji a nawet protestów ludności zamieszkującej w rejonie planowanej inwestycji. Powstało opracowanie prof. dr hab. Piotra Ilnickiego, w którym jako główną przyczynę gwałtownego obniżania się poziomu wody w wybranych jeziorach Wielkopolski i Kujaw wskazano funkcjonowanie odkrywek KWB „Konin". Przytaczane były przykłady jezior, w których zwierciadło wody obniżyło się w ciągu ostatnich lat o ponad 2,5 m.

Zarówno minister środowiska, jak i przedstawiciele KWB „Konin" odrzucali te argumenty i przedstawiali własne ekspertyzy hydrogeologiczne, z których wynikało, że planowana odkrywka w Tomisławicach nie zagraża jez. Gopło. Do wniosku o udzielenie koncesji została m.in. załączona decyzja z dnia 7 sierpnia 2007 r. o środowiskowych uwarunkowaniach zgody na realizację przedmiotowego przedsięwzięcia wydana przez wójta gminy Wierzbinek. Została ona oparta m.in. o *„Raport o oddziaływaniu odkrywki „Tomisławice" na środowisko"*. Opinię hydrologiczną sporządził dr Stanisław Dąbrowski. Wynika z niej, że prowadzona eksploatacja i odwodnienie odkrywki „Tomisławice" w sposób istotny zmienią środowisko wodne jedynie w obrębie wyrobiska i terenu bezpośrednio do niego przyległego. Mimo to nałożono na inwestora obowiązki monitorowania środowiska przyrodniczego i przekazywania jego wyników do wojewody wielkopolskiego.

Przedstawiciele KWB Konin często wskazywali wyniki dotychczasowych badań w rejonie jezior Powidzkich, które znajdują się zaledwie 205–500 m od odkrywki „Pątnów". Monitoring środowiska wodnego rejonu KWB „Konin" SA składa się z trzech części. *„Roczniki hydrologiczne i meteorologiczne dla rejonu odkrywek Kopalni Węgla Brunatnego „Konin" SA"* wydawane przez IMGW Oddział w Poznaniu od 1995 r. stanowią ich jeden element. Pozostałe dwie części obejmują zagadnienia związane z wodami podziemnymi (m.in. rozwój lejów depresji) oraz jakość wód powierzchniowych. Wykonywane są one przez Poltegor-projekt z Wrocławia przy wykorzystaniu pomiarów prowadzonych przez KWB „Konin" SA. Zakres obszarowy badań dotyczył początkowo rejonu odkrywek „Pątnów", „Jóźwin" i „Kazimierz", a od roku 1998 również odkrywek „Lubstów" i „Drzewce". Przy czym pod pojęciem „rejon odkrywek" rozumiany jest obszar objęty oddziaływaniem i możliwym wpływem kopalni na stosunki wodne oraz tereny przyległe. Większa część obserwacji hydrologicznych zawartych w *„Rocznikach..."* jest prowadzona przez kopalnię „Konin" (Wachowiak 2005).

W sieci monitoringu środowiska przyrodniczego rejonu kopalni „Konin" znajdują się obserwacje stanów wody na 11 jeziorach. G. Wachowiak (2005) analizując ich wyniki stwierdził różnokierunkowy wpływ gospodarki wodnej w rejonie poszczególnych odkrywek na wahania poziomu wody w jeziorach. W 10-leciu 1995–2004 najwyższe amplitudy poziomu wody, wynoszące po ok. 240 cm, notowane były w jeziorach Suszewskim i Wilczyńskim.

http://rcin.org.pl

Również przepływy wody w większości cieków w zlewni Strugi Biskupiej są obecnie warunkowane działalnością kopalni „Konin". Jest to związane z jednej strony z wpływem leja depresji powodującego zmniejszenie, aż do całkowitego zaniku naturalnych przepływów, z drugiej natomiast odprowadzeniem do sieci hydrograficznej znacznych ilości wód kopalnianych. Dodatkowo zachodzić może proces ucieczki wód kopalnianych z nieuszczelnionych koryt cieków oraz ze zbiorników wodnych (Wachowiak 2005).

Odwodnienie odkrywki „Lubstów" (fot. 6) wpłynęło na zmianę przepływów górnej Noteci. Bezsporny jest przy tym fakt znacznego zwiększenia naturalnych przepływów niskich rzeki zrzutami wód kopalnianych. Pozostaje jednak do oceny problem, czy powstały wokół tej odkrywki lej depresyjny wpływa również na obniżenie naturalnych zasobów wodnych rzeki (Wachowiak 2005).

Pierwszy węgiel zostanie wydobyty ze złoża „Tomisławice" w 2011 r., a udokumentowane geologiczne zasoby bilansowe wynoszą 53 559 tys. ton węgla. Złoża węgla o rozległości 2,5 x 1,5 km zalegają tu na głębokości 32–33 m p.p.t., a ich miąższość wynosi ok. 7 m.

Przewidywany prognozowany zasięg leja depresji w poziomie czwartorzędowym mogącym oddziaływać na florę i faunę wyniesie nie więcej niż do 1 km od krawędzi odkrywki. Prognozowany maksymalny zasięg leja depresyjnego w latach 2020–2034 obejmie część terenów Nadgoplańskiego Parku Tysiąclecia, leżących w obszarze objętym programem Natura 2000 (ok. 200 ha).

2.7. PRZEGLĄD LITERATURY

Literatura dotycząca omawianego terenu jest niezwykle bogata. Ze względu na ilość publikacji autorzy opracowania ograniczyli się do omówienia ich zdaniem pozycji najważniejszych, dotyczących wahań stanów wody jeziora Gopła czy wielkości przepływu rzeki Noteci (górnej części). Najwięcej pozycji literatury odnosi się do jez. Gopła, największego jeziora pod względem powierzchni na Pojezierzu Wielkopolsko-Kujawskim (Choiński 1995). Związane jest to prawdopodobnie z legendami i baśniami związanymi z tym jeziorem, jak również z rolą polityczną, społeczną i gospodarczą jaką pełniła Kruszwica w czasach historycznych. W opisach krajoznawczych nazywano Gopło (Pragopło) „*Mare polonicum*" (*Z wycieczek krajoznawczych...*, 1913, s.7), i że „*Dawniej Gopło rozlewało się nieprzejrzaną powierzchnią lustrzaną po całej nizinie nadgoplańskiej, łącząc się z Wartą i Wisłą*" (Waszak, 1933, s. 125), oraz, że „*Latem wody jeziora, tak są czyste zwłaszcza na głębinie, że nie o ledwo dna dojrzeć w nich można, kolor ich szmaragdowy przypomina tonie morskie*" (Raczyński 1843, s. 412). O możliwościach żeglugowych na szlaku Warta-Gopło-Wisła traktuje praca W. Kowalenki (1952). Jednak dopiero w pracy U. Puckalanki (1952) znaleźć można informacje na temat wahań poziomu wód Gopła w różnych jego „fazach". Wydzieliła ona stadium „Pragopła" (najstarsze stadium – ok. 15 000 lat p.n.e.), w którym woda sięgała rzędnej 85 m n.p.m. W następnym stadium, trwającym od ok. kilku tys. lat p.n.e. do początku XIX w. poziom wody Gopła obniżył się

http://rcin.org.pl

do rzędnej 78,5–80 m n.p.m. Odniosła się również do zmian poziomu Gopła na skutek prac melioracyjnych w zlewni górnej Noteci i Bachorzy wykonanych w latach 1857–1859, które przyczyniły się do obniżenia poziomu o 1,38 m, jak również wykonanych w latach 1878–1882, które spowodowały dalsze obniżenie poziomu o 0,3 m (por. Dorożyński, Skowron 2002). Aktualny średni poziom wód Gopła U. Puckalanka oszacowała na 77,1 m n.p.m. Również w późniejszych pracach m.in. K. Skarżyńskiej (1963) czy Z. Mastyńskiego i S. Rogińskiego (1964) problem połączenia Warty z Wisłą poprzez jez. Gopło oraz ustalenia wahań poziomu wody w Gople stanowiły zasadniczą część ich rozważań. Także Z. Pasławski i B. Błaszczyk (1970) odnieśli się do tego zagadnienia wydzielając sześć poziomów wód Gopła:

- 80,0 m n.pm. – okres od 4 200 do 1700 roku p.n.e.,
- 77,0 m n.p.m. – okres od 650 do 400 roku p.n.e.,
- 83,2 m n.p.m. – rok 1450,
- 79,7 m n.p.m. – rok 1775 – po wybudowaniu Kanału Bydgoskiego w latach 1772–1774,
- 78,3 m n.p.m. – rok 1860 – po przeprowadzeniu robót melioracyjnych w zlewni górnej Noteci w latach 1857–1859,
- 77,0 m n.p.m. – od roku 1879 do dziś – po skanalizowaniu górnej Noteci w latach 1870–1878.

Z wynikami wyżej wymienionych autorów polemizuje W. Niewiarowski (1978) stwierdzając, że nie ma dowodów geologicznych i geomorfologicznych, wskazujących, że poziom jeziora Gopła był wyższy niż 82,5 m n.p.m. Wyznaczył on i opisał trzy główne terasy jeziora Gopła:

- III terasę na wysokości ok. 81–82 m n.p.m., zbudowaną głównie z drobnych i średnich piasków o miąższości od 0,5 do 2,0 m, leżących na glinie;
- II terasę na wysokości 79–80 m n.p.m., o podobnej strukturze jak terasa III, ale z mniejszą ilością osadów piaszczystych;
- I terasę na wysokości 77,5–78,5 m n.p.m.

Pierwsze informacje dotyczące bilansu wodnego jeziora Gopło znaleźć można w wymienionej już pracy Z. Mastyńskiego i S. Rogińskiego (1964). Po raz ostatni szczegółowy bilans wodny jez. Gopło wykonany został w oparciu o wielolecie 1951–1965 przez Z. Pasławskiego oraz B. Błaszczyk (1970). Z pracy tej wynika, że bilans wodny Gopła kształtowany jest przez dopływ powierzchniowy (74,0% przychodu) i odpływ powierzchniowy (82,5% rozchodu). Średni roczny dopływ podziemny stanowił 17,7% przychodu i był ponad 6 razy większy od odpływu podziemnego. W powyższej pracy autorzy dokonali również analizy wahań poziomu wody Gopła z lat 1887–1968.

Główna tematyka późniejszych publikacji związana była przede wszystkim z występowaniem zjawisk lodowych i wykorzystaniem zdjęć lotniczych do ich badań (Grześ, Jankowski 1975), z termiką mas wodnych jeziora Gopło i jego osa-

http://rcin.org.pl

dów (Grześ 1973, 1976; Skowron 1980, 1982, 1991, 2000), jak również stanem czystości jeziora (m. in. Jańczak i in. 2002).

Znacznie mniej prac dotyczy problematyki hydrologicznej rzeki Noteci (od źródeł do ujścia do jez. Gopła). Jedną z ważniejszych jest praca W. Mrózka (1964), której autor ustala na podstawie badań terenowych oraz archiwalnych materiałów kartograficznych źródła Noteci Wschodniej. W pracy tej W. Mrózek przedstawił tezę o zwiększeniu zlewni Noteci kosztem dorzecza Wisły (zlewni Zgłowiączki) co doprowadzić miało do przesunięcia działu wodnego w kierunku wschodnim. Teza ta została następnie podważona przez A. Tomczaka (1968). Syntetyczne ujęcie wielkości zasobów wodnych i ich zagospodarowania dla całego dorzecza Noteci znaleźć można w pracy Z. Pasławskiego (1996), a dla całego dorzecza Warty w pracach Z. Pasławskiego (1979) oraz D. Woś (1989).

Dorzecze Górnej Noteci jest powszechnie znane jako obszar o najniższym odpływie w Polsce. Poszczególne zlewnie cząstkowe tego dorzecza charakteryzują się znacznym zróżnicowaniem wartości współczynnika odpływu (q), wahającym się w latach 1951–1970 od 3,96 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ w profilu Gębice na Noteci Zachodniej do 1,47 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ w profilu Włostowo na Kanale Goplańskim (Wachowiak 1980).

W ciągu dwóch lat 1978 i 1979 G. Wachowiak (1980) prowadził pomiary hydrologiczne w zlewni, która obejmuje północną część planowanej odkrywki „Tomisławice". Na Kanale Gopło-Świesz (inna nazwa: Kanał Rogalin-Gopło) wykonywane były codzienne obserwacje stanów wody i okresowe pomiary natężenia przepływu w 2 profilach: Piotrków Kujawski (powierzchnia zlewni: 27,7 km^2) i Kaspral (powierzchnia zlewni 58,5 km^2). Uzyskane wyniki pozwoliły autorowi na określenie średnich miesięcznych wartości odpływu jednostkowego na tym obszarze. Wahały się one od 16,34 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (profil Piotrków Kujawski) i 17,69 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (profil Kaspral) w marcu – do 0,50 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (profil Piotrków Kujawski) i 0,39 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (profil Kaspral) w lipcu. Średnie wartości q poniżej 1 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ były notowane od czerwca do sierpnia. Należy zwrócić uwagę, że średnie wartości q notowane w tym samym czasie dla zlewni istniejącego do dziś profilu Łysek były wyższe o około 15%. Inną bardzo istotną sprawą, jest wyjątkowo wilgotny charakter lat, podczas których wykonywano pomiary, zwłaszcza marzec 1979 r., gdy wystąpił w centralnej Polsce obfity odpływ powierzchniowy (por. Bartczak 2007; Brykała 2009). Na wyjątkowość tych lat wskazuje uwagę również sam autor, stwierdzając, że średni roczny odpływ Noteci w Łysku był w obu latach wyższy od wartości średniej wieloletniej (dla lat 1951–1970) – w 1978 r. o 20%, a w 1979 r. aż o 105% (Wachowiak 1980).

http://rcin.org.pl

2.8. WYNIKI BADAŃ

2.8.1. CHARAKTERYSTYKA OKRESU BADAŃ

Zakres czasowy analiz statystycznych obejmował 43-letni okres, od roku 1965 do roku 2007. Taki zakres przyjęto ze względu na dostępność danych obserwacyjnych dotyczących wielkości przepływu Noteci. Również analizy stanów wody jez. Gopła przeprowadzono dla tego samego okresu, pomimo, że stałe pomiary stanów wody rozpoczęto w lipcu 1882 roku (Pasławski, Błaszczyk 1970).

Ocenę wilgotności roku hydrologicznego przeprowadzono na podstawie współczynnika „K" średnich rocznych przepływów Noteci w przekroju Łysek według schematu przedstawionego w tabeli 2.1. Przyjęto bowiem założenie, że średni roczny przepływ jest odzwierciedleniem warunków termiczno-wilgotnościowych na badanym obszarze.

Tabela 2.1. Charakterystyka wilgotności roku hydrologicznego

Wartość współczynnika „K"	Klasyfikacja roku
Powyżej 1,75	Skrajnie wilgotny
1,75 – 1,46	Bardzo wilgotny
1,45 – 1,16	Wilgotny
1,15 – 0,86	Przeciętny
0,85 – 0,56	Suchy
0,55 – 0,26	Bardzo suchy
Poniżej 0,26	Skrajnie suchy

W wieloleciu 1965–2007 wystąpiły lata: skrajnie wilgotne – 7 lat, bardzo wilgotne – 2 lata, wilgotne – 5 lat, przeciętne – 7 lat, suche – 12 lat, bardzo suche – 8 lat i skrajnie suche – 2 lata.

Średni roczny stan wody jeziora Gopło wynosił 229 cm. Ekstremalne wartości stanów wody wahały się od 423 cm (w lipcu 1980 roku) do 150 cm (w sierpniu, wrześniu i październiku 1989 roku, listopadzie 1990 roku i październiku 1992 r.). Amplituda bezwzględna wynosiła więc 273 cm. Była ona wyższa o 3 cm w stosunku do okresu 1887–1968, w którym najniższy stan wody wynosił 165 cm (październik 1914 roku), a najwyższy 435 cm (kwiecień 1888 roku) (Pasławski, Błaszczyk 1970).

Największą amplitudą charakteryzuje się posterunek Inowrocław, gdzie w wieloleciu stany wody zmieniały się na głębokości 420 cm. Z drugiej strony, na posterunkach Zaryń i Kalina, różnica pomiędzy stanami ekstremalnymi była zbliżona i wynosiła odpowiednio: 161 cm i 204 cm. Przebieg stanów wody w całym wieloleciu wskazuje na charakterystyczne okresy: wyższych stanów wody na przełomie lat 70. i 80. XX wieku oraz głębokiej suszy hydrologicznej, która odzwierciedla się najniższymi stanami wody na początku lat 90. XX wieku (por. Brykała 2009).

Roczne amplitudy wahań zwierciadła wody podziemnej wynosiły w Zaryniu i Kalinie średnio ok. 45 cm. Jedynie na posterunku Inowrocław obserwuje się znaczne coroczne wahania w przedziale od 29 do 259 cm (średnio 122 cm). Bardzo interesująca jest wielkość amplitudy w 1980 r. Wystąpiły wtedy na

http://rcin.org.pl

wszystkich posterunkach najwyższe zakresy wahań zwierciadła wody, znacznie odbiegające od wartości obserwowanych w pozostałych latach wielolecia (262% wartości średniej w Kalinie i 311% wartości średniej w Zaryniu). Średnie i ekstremalne stany wód podziemnych zestawiono w tabeli 2.2.

Tabela 2.2. Średnie i ekstremalne stany wód podziemnych w Inowrocławiu, Kalinie i Zaryniu

Charakterystyka	Inowrocław 1965–1999	Kalina 1965–2000	Zaryń 1965–2000
Najniższy stan (miesiąc i rok wystąpienia)	597 cm (XI.1993 r.)	436 cm (X. 1992 r.)	594 cm (XII. 1993 r.)
Średni stan	432 cm	377 cm	527 cm
Najwyższy stan (miesiąc i rok wystąpienia)	175 cm (VII.1980 r.)	275 cm (VII.1980 r.)	390 cm (IX.1980 r.)

Źródło: Na podstawie danych OTKZ

Średni roczny odpływ jednostkowy ze zlewni Noteci zamkniętej profilem Łysek o powierzchni 306 km^2 wynosił 2,85 dm^{3}s^{-1}km^{-2}. Ekstremalne wartości odpływów jednostkowych wynosiły: maksymalny 36,27 dm^{3}s^{-1}km^{-2} wystąpił w marcu 1979 roku, a minimalny 0,003 dm^{3}s^{-1}km^{-2} wystąpił w sierpniu 1992 r.

2.8.2. JEDNORODNOŚĆ CIĄGÓW POMIAROWYCH

Podstawową zasadą przyjętą w badaniach hydrologicznych, opierających się na analizie długich serii danych pomiarowych, jest weryfikacja tychże serii pod kątem ich jednorodności statystycznej. Jednorodność ciągów pomiarowych decyduje bowiem o wiarygodności otrzymanych wyników obliczeń, niezależnie od stosowanej metodyki badań.

Tabela 2.3. Ocena jednorodności badanych ciągów.

Punkt pomiarowy	Okres	Charakterystyka	Ocena jednorodności
Noteć (Łysek	1965–2007	Q średnie (XI-X)	jednorodny
		Q minimalne (XI-X)	jednorodny
		Q maksymalne (XI-X)	jednorodny
jez. Gopło (Kruszwica)	1965–2007	H średnie (XI-X)	jednorodny
		H minimalne (XI-X)	jednorodny
		H maksymalne (XI-X)	jednorodny
Inowrocław	1965–1999	H średnie (XI-X)	nie jest jednorodny
Kalina	1965–2000	H średnie (XI-X)	nie jest jednorodny
Zaryń	1965–2000	H średnie (XI-X)	nie jest jednorodny

Źródło: Obliczenia własne na podstawie danych IMGW i OTKZ.

Analizę jednorodności przeprowadzono na podstawie rocznych wartości: przepływów Noteci w przekroju Łysek (średnich, minimalnych i maksymalnych), stanów wody jeziora Gopło w Kruszwicy (średnich, minimalnych i maksymalnych) oraz stanów wód podziemnych w Inowrocławiu, Zaryniu i Kalinie.

Przeprowadzone badania pod kątem jednorodności statystycznej ciągów danych na założonym poziomie istotności $\alpha = 0,05$, wykazały (tab. 2.3), że w przypadku rocznych przepływów Noteci (Łysek), rocznych stanów stanów wody

http://rcin.org.pl

jez. Gopło (Kruszwica) nie ma podstaw do odrzucenia hipotezy, że próby te są jednorodne statystycznie w całym analizowanym wieloleciu. Testowanie ciągów średnich rocznych stanów wód podziemnych w Inowrocławiu, Zaryniu i Kalinie (tab. 2.3) wykazało, że były podstawy do odrzucenia hipotezy, że ciągi pochodziły z jednej zbiorowości danych. Przyjęto zatem, że nie były one jednorodne statystycznie w badanym wieloleciu.

2.8.3. WIELOLETNIE TENDENCJE CHARAKTERYSTYK

Wykazanie jednorodności statystycznej badanych charakterystyk pozwoliło na określenie tendencji średnich rocznych przepływów Noteci i średnich rocznych stanów wód jeziora Gopła w latach 1965–2007.

W przypadku przepływów rocznych (średnich, minimalnych i maksymalnych) Noteci, minimalnych i maksymalnych stanów wód jeziora Gopła współczynniki determinacji R^2 badanych ciągów danych nie były istotne statystycznie (tab. 2.4). Jedynie w przypadku średnich rocznych stanów wody jeziora Gopła współczynnik determinacji R^2 był istotny statystycznie na założonym poziomie istotności $\alpha = 0,05$. Oznacza to, że obniżanie się średnich stanów wody jeziora Gopło z roku na rok w wieloleciu 1965–2007 było statystycznie istotne.

Tabela 2.4. Równania prostych regresji rocznych przepływów Noteci (Łysek), rocznych stanów wody jez. Gopła (Kruszwica) oraz ocena istotności statystycznej trendu badanych charakterystyk w wieloleciu 1965–2007

	Równanie trendu	Współczynnik determinacji R^2	Ocena istotności trendu
Przepływy – Noteć (Łysek)			
Q średnie (XI-X)	y = -0,0109x + 1,1139	0,0822	nieistotny
Q minimalne (XI-X)	y = -0,0021x + 0,1999	0,046	nieistotny
Q maksymalne (XI-X)	y = -0,0520x + 4,4484	0,0745	nieistotny
Stany wody – jez. Gopło (Kruszwica)			
H średnie (XI-X)	y = -0,5298x + 240,43	0,1238	istotny
H minimalne (XI-X)	y = -0,4376x + 198,37	0,0838	nieistotny
H maksymalne (XI-X)	y = -0,9511x + 300,57	0,0809	nieistotny

Źródło: Obliczenia własne na podstawie danych IMGW

2.8.4. NIŻÓWKI I WEZBRANIA

Bardzo dobrym sposobem opisania i graficznego przedstawienia zmienności przepływu rzecznego w wieloleciu (obok wskaźników statystycznych) jest wydzielenie z hydrogramu wyjątkowych zdarzeń hydrologicznych, jakimi są niżówki i wezbrania. P. Jokiel (2008) niżówki i wezbrania określił jako „*swoiste okresy w życiu rzeki*" (s. 102). Ze względu na genezę występowania wezbrań i niżówek rok hydrologiczny podzielono na dwa półrocza: zimowe i letnie, a następnie opisano te zdarzenia odrębnie dla wymienionych półroczy. Za niżówkę, z definicji, przyjmuje się okres, w którym przepływ rzeczny był równy lub niższy od pewnego założonego przepływu, zwanego przepływem granicznym niżówki (Q_{GN}). Na potrzeby tej pracy, jak również do celów porównawczych, za

http://rcin.org.pl

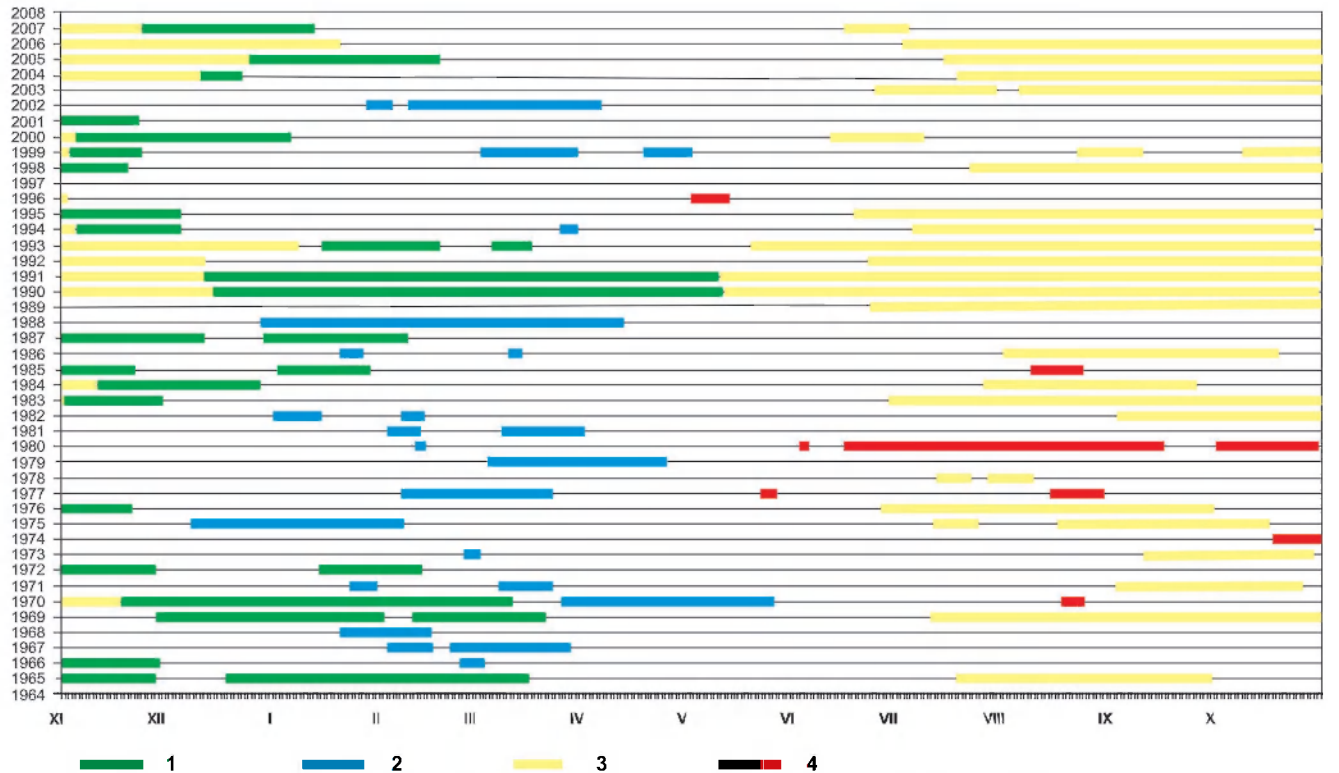
przepływ graniczny niżówki przyjęto średni z minimalnych przepływów z półrocza zimowego dla niżówek półrocza zimowego ($Q_{GNZ} = SNQ_{XI-IV}$) oraz średni z najniższych przepływów z półrocza letniego dla niżówek półrocza letniego ($Q_{GNL} = SNQ_{V-X}$). Za niżówki nie przyjmowano okresu krótszego niż 10 dni. Analogicznie za wezbranie, z definicji, przyjęto okres w którym przepływ rzeczny był równy lub wyższy od pewnego założonego przepływu, zwanego przepływem granicznym wezbrania (Q_{GW}). Za przepływ graniczny wezbrania przyjęto średni z maksymalnych przepływów z półrocza zimowego dla wezbrań półrocza zimowego ($Q_{GWZ} = SWQ_{XI-IV}$) oraz średni z maksymalnych przepływów z półrocza letniego dla wezbrań półrocza letniego ($Q_{GWL} = SWQ_{V-X}$). Za wezbrania przyjmowano okresy co najmniej 2-dniowe. Dzięki tak przyjętym założeniom, każde wydzielone zdarzenie można było opisać parametrami, takimi jak: czas trwania, przepływ średni, przepływ minimalny (niżówka), przepływ maksymalny (wezbranie), objętość.

Łącznie w badanym wieloleciu wystąpiło 87 zdarzeń uznanych jako wyjątkowe zdarzenia hydrologiczne (ryc. 2.4). Dominowały niżówki (łącznie z półrocza zimowego i letniego), których wyróżniono 56 i stanowiły one ok. 64% łącznych zdarzeń. Ilość wyróżnionych niżówek półrocza zimowego była taka sama jak niżówek półrocza letniego. W przypadku wezbrań, dominowały wezbrania półrocza zimowego, wystąpiły 22 razy, co stanowiło 71% łącznie wydzielonych wezbrań.

Niżówki półroczy letnich rozpoczynały się praktycznie w każdym z miesięcy półrocza letniego, jednak najczęściej ich początek następował w lipcu (10 przypadków) i w czerwcu (8 przypadków). W maju, sierpniu i wrześniu rozpoczynały się w trzech przypadkach, a w październiku tylko raz. Z kolei początek niżówek półroczy zimowych najczęściej wypadał w listopadzie (17 razy) i grudniu (6 razy). Średni czas trwania niżówek półroczy letnich wynosił 100 dni (od 12 dni w roku 1975 do 216 dni w latach 1990 i 1991) i był znacznie dłuższy od średniego czasu trwania niżówek półroczy zimowych, który wynosił 47 dni (od 11 dni w roku 1993 do 148 dni w roku 1991). Objętość niżówek półroczy letnich wynosiła średnio 781,03 tys. m^3 (od 20,74 tys. m^3 w roku 1980 do 2 928,96 tys. m^3 w roku 1990) i była znacznie większa od objętości niżówek półroczy zimowych, która wynosiła średnio 496,71 tys. m^3 (od 44,06 tys. m^3 w roku 1993 do 2 156,54 tys. m^3 w roku 1970).

Wezbrania w półroczach zimowych najczęściej rozpoczynały się w lutym i marcu (7 razy), a następnie w styczniu (5 razy), w grudniu (2 razy) i w kwietniu (1 raz). Średni czas trwania wezbrań półroczy zimowych wynosił 27 dni (od 3 dni w latach 1980 i 1986 do 106 dni w roku 1988), a objętość wezbrań średnio wynosiła 2 890,83 tys. m^3 (od 31,10 tys. m^3 w roku 1980 – pierwsze wezbranie do 15 334,27 tys. m^3 w roku 1979). Wezbrania półroczy letnich były krótsze od wezbrań półroczy letnich, trwały średnio 21 dni (od 2 dni w roku 1980 – pierwsze wezbranie, do 92 dni w roku 1980 – drugie wezbranie). Również średnia objętość wezbrań półroczy letnich była niższa i wynosiła 2 722,08 tys. m^3 (od

http://rcin.org.pl



Ryc. 2.4. Czas trwania niżówek oraz wezbrań na Noteci w profilu Łysek w wieloleciu 1965-2007 (Źródło: Opracowanie własne na podstawie danych IMGW).

1 – niżówki półroczy zimowych. 2 – wezbrania półroczy zimowych. 3 – niżówki półroczy letnich, 4 – wezbrania półroczy letnich.

Duration of low flows periods and floods periods of the Noteć river at the gauging site Łysek in the long-term period between 1965 and 2007 (Source: The autor's compilation based on the data of the IMWM).

1 – low flows of winter half-years, 2 – floods of winter half-years, 3 – low flows of summer half-years, 4 – floods of summer half-years

http://rcin.org.pl

36,29 tys. m^3 w roku 1980 – pierwsze wezbranie, do 21 474,72 tys. m^3 w roku 1980 – drugie wezbranie). Na wielkość wartości średnich wezbrań półroczy letnich zdecydowany wpływ miało wezbranie, które wystąpiło w roku 1980 (drugie wezbranie). Jeśli byśmy pominęli parametry tego wezbrania przy obliczaniu wartości średnich, to średni czas trwania wezbrań półroczy letnich wynosiłby12 dni, a ich średnia objętość 378,00 tys. m^3.

Na podstawie analizy tylko parametrów niżówek z półroczy letnich można podzielić badane wielolecie na dwie części. Pierwszy okres 22-letni obejmował lata 1965–1986, a drugi 18-letni trwał od 1989 do 2006 roku. Okresy te różniły się praktycznie wszystkimi średnimi parametrami (tab. 2.5). Świadczy to o występowaniu po roku 1989 bardziej suchych i prawdopodobnie cieplejszych półroczy letnich w stosunku do okresu pierwszego.

Tabela 2.5. Charakterystyka parametrów niżówek półrocza letniego w wybranych okresach wielolecia 1965–2007

Charakterystyka (wartość średnia)	1965–2007	1965–1986	1989–2007
Ilość wystąpień	28	12	16
Czas trwania [dni]	100	67	126
$Q_{śred}$ [m^3s^{-1}]	0,13	0,15	0,12
Q_{min} [m^3s^{-1}]	0,09	0,12	0,07
Objętość [tys. ^{3}]	781,03	364,61	1 093,34

Źródło: Obliczenia własne na podstawie danych IMGW.

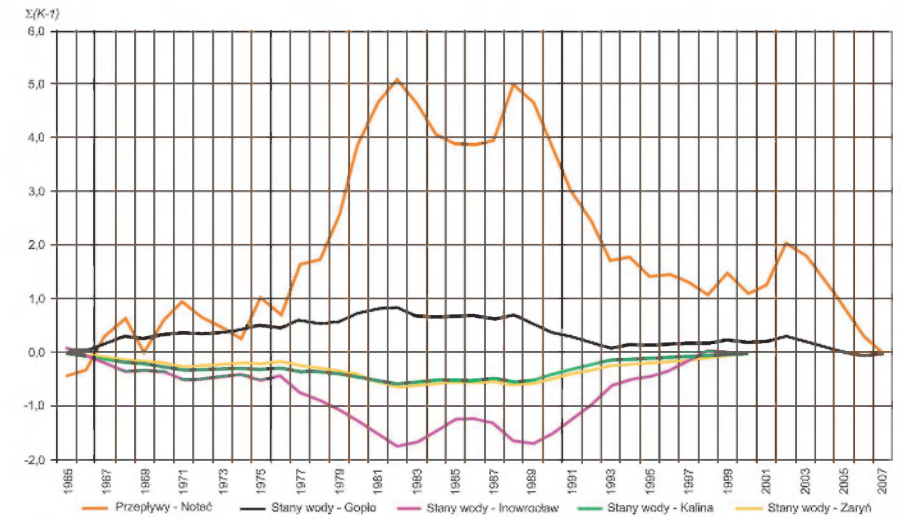
2.8.5. WIELOLETNIE FLUKTUACJE CHARAKTERYSTYK

Na podstawie przebiegu krzywych skumulowanych różnic rocznych współczynników analizowanych charakterystyk (K-1) można stwierdzić, że w badanym wieloleciu wystąpiła duża zgodność w występowaniu fluktuacji średnich rocznych przepływów Noteci, średnich rocznych stanów wód jeziora Gopło oraz średnich rocznych stanów wód podziemnych w Inowrocławiu, Kalinie i Zaryniu (ryc. 2.5).

Do wydzielenia charakterystycznych, różniących się od siebie okresów wykorzystano krzywą skumulowanych różnic średnich rocznych współczynników przepływów Noteci. Również do oceny pod względem wilgotności poszczególnych lat w wydzielonych okresach posłużono się współczynnikiem K średnich rocznych przepływów Noteci. Analiza ryciny 6 pozwoliła na wyróżnienie dwóch szczególnych w całym wieloleciu okresów:

– 1977 – 1982 (6 lat) – zaznaczyła się wyraźna i gwałtowna tendencja rosnąca krzywej skumulowanych różnic współczynnika przepływu. W okresie tym nie wystąpiły lata suche, bardzo suche czy skrajnie suche, natomiast aż cztery lata należały do skrajnie wilgotnych. Średni odpływ jednostkowy ze zlewni Noteci wynosił 4,94 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ i był znacznie wyższy od średniej z wielolecia 1965–2007. Średnie stany wód podziemnych z tego okresu były wyższe od średniej z wielolecia o 18 cm w Kalinie, 40 cm w Zaryniu i 94 cm w Inowrocławiu. Był to okres skrajnie wilgotny w badanym wieloleciu.

http://rcin.org.pl



Ryc. 2.5. Krzywa kumulacyjna współczynnika „K" średnich rocznych przepływów Noteci, średnich rocznych stanów wody jez. Gopło, średnich rocznych stanów wód podziemnych w Inowrocławiu, Kalinie i Zaryniu (Źródło: Obliczenia własne na podstawie danych IMGW)

Cumulative curve of the coefficient „K" of the mean annual discharges of the Noteć river, of the mean annual water levels of the Gopło Lake, of the mean annual groundwater levels in Inowrocław, Kalina and Zaryń (Source: Calculation of the autors based of the data of the IMWM)

– 1989–1993 (5 lat) – skrajnie odmienny od opisanego powyżej. Zaznaczyła się wyraźna i gwałtowna tendencja malejąca krzywej skumulowanych różnic współczynnika przepływu. W okresie tym wystąpiły tylko lata suche (1 rok), bardzo suche (2 lata) i skrajnie suche (2 lata). Średni odpływ jednostkowy ze zlewni Noteci wynosił 0,99 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ i był znacznie niższy od średniej z wielolecia 1965–2007. Średni stan wody jeziora Gopło w tym okresie był niższy od średniej z wielolecia o 29 cm, a średnie stany wód podziemnych o 31 cm w Kalinie, 37 cm w Zaryniu i 89 cm w Inowrocławiu. Z całego wielolecia można wydzielić jeden okres, od roku 1989 do roku 1995, w którym niżówki półroczy zimowych przechodziły w niżówki półroczy letnich. Zasadniczą przyczyną wystąpienia tak niskich i długo trwających przepływów były odbiegające od wartości średnich *in minus* sumy opadów atmosferycznych (Bąk 2003; Kasperska-Wołowicz i in. 2003) oraz *in plus* temperatury powietrza (Bąk 2003). Niekorzystne warunki atmosferyczne przyczyniły się do powstania długo trwającej suszy atmosferycznej, która przeszła z kolei w suszę glebową, a następnie w suszę hydrologiczną, czego dobitnym przykładem były niżówki o ekstremalnych parametrach. Przejście niżówki półrocza letniego w roku 1989 w niżówkę półrocza letniego roku 1990 i tak dalej aż do roku 1991 świadczy o znacznym obniżeniu zasobów wód podziemnych w tym okresie i bardzo ograniczonym zasilaniu przez nie rzeki. Łącznie czas trwania niżówek w tym okresie wynosił 895 dni.

http://rcin.org.pl

2.8.6. SEZONOWA ZMIENNOŚĆ CHARAKTERYSTYK

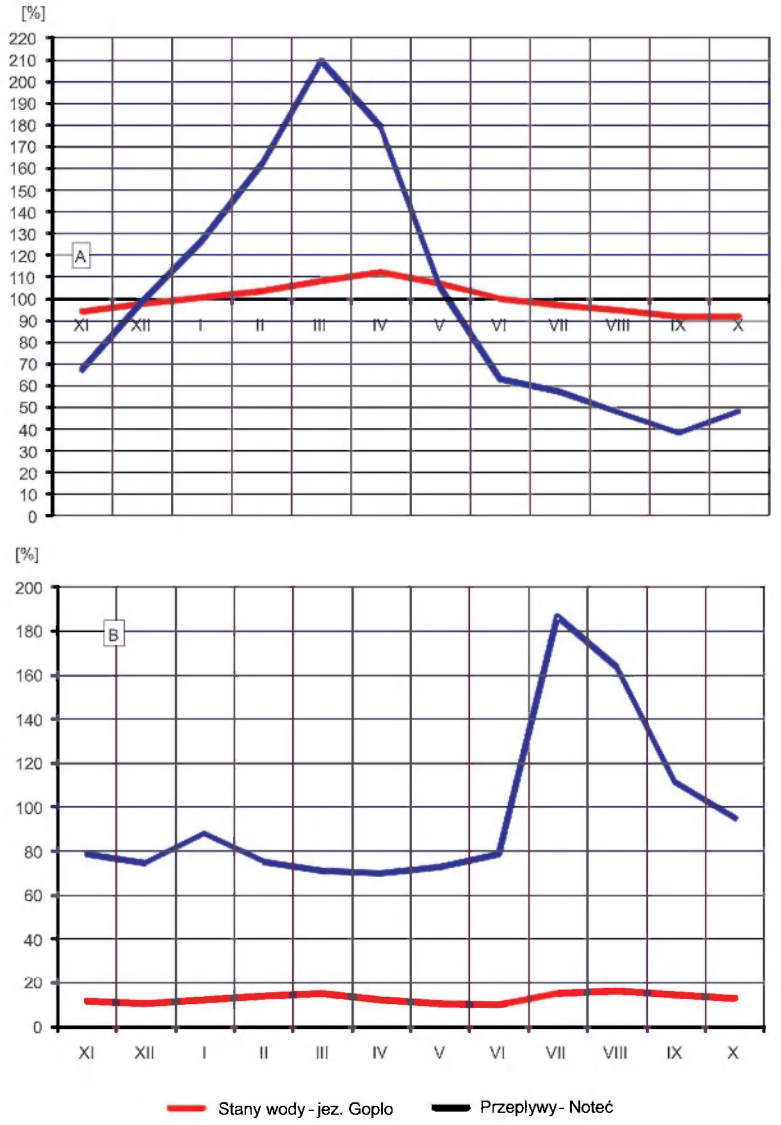
Wahania sezonowe M. Sobczyk (2002) określa jako „*powtarzające się z roku na rok w tych samych jednostkach kalendarzowych dość regularne zmiany ilościowe w przebiegu zjawisk masowych*" (s. 349). Wahania sezonowe pozwalają na określenie roli czynników cyklicznych w kształtowaniu przebiegu analizowanych charakterystyk. Zagadnienie to jest o tyle istotne, że jego rozwiązanie pozwala przewidzieć wielkość przepływu czy opadów atmosferycznych pojawiających się w konkretnych okresach czy miesiącach cyklu rocznego. W przypadku Noteci sezonowe przepływy – powyżej średniej wieloletniej, występowały w miesiącach od stycznia do maja, z kulminacją w kwietniu (ryc. 2.6A). Przepływy o wartościach niższych od średniej wieloletniej przypadały na okres od czerwca do listopada, z minimum osiąganym we wrześniu. Amplituda wahań sezonowych wynosiła 171,45% i świadczy to o dużej zmienności i dynamice przepływów w cyklu rocznym. Analiza przeprowadzona przez A. Bartczaka (2007) pokazała, że całkowicie odwrotnym przebiegiem sezonowym w cyklu rocznym charakteryzują się opady atmosferyczne. Miesięczne ich sumy wyższe w stosunku do wartości średniej występują w okresie od maja do września, z kulminacją przypadającą na lipiec. W pozostałych miesiącach cyklu rocznego miesięczne sumy opadów atmosferycznych są niższe od średniej, a ich sezonowe minimum przypada w lutym (Bartczak 2007).

Sezonowy rytm przepływu w półroczu letnim przerywany był przypadkowymi, wysokimi przepływami, które były trudne do przewidzenia i miały charakter ekstremalny (ryc. 2.6B). Przykładem takim był przepływ, który wystąpił w dniu 12 lipca 1980 roku, gdzie obliczony odpływ jednostkowy ze zlewni Noteci w tym dniu wynosił ok. 35 $dm^3s^{-1}km^{-2}$. Prawdopodobieństwo wystąpienia przepływu o tak wysokich wartościach obliczone przez J. Stachy i in. (1996) wynosiło 0,1%. Ekstremalne przepływy w tym okresie związane były ze specyficznymi warunkami hydrometeorologicznymi jakie wystąpiły w latach 1977–1980.

Niemal identyczny przebieg wahań sezonowych i przypadkowych jest charakterystyczny dla głównej rzeki odwadniającej wschodnią część Kujaw – Zgłowiączki. Najwyższe sezonowo przepływy występowały w kwietniu, a najniższe we wrześniu. Amplituda wahań sezonowych w wieloleciu 1961–2000 była nieco niższa i wynosiła 138,01% (Bartczak 2007).

Podobny, ale bardziej „spłaszczony" był sezonowy przebieg stanów wody jez. Gopło (ryc. 2.6A). Sezonowe stany wyższe od średniej wieloletniej (229 cm) występowały od stycznia do czerwca. Kulminacja przypadała w kwietniu, kiedy stany wody były sezonowo wyższe od średniego stanu wieloletniego o ok. 28 cm. Stany niższe od średniej wieloletniej występowały w pozostałych miesiącach roku hydrologicznego, z minimum w październiku. Amplituda wahań sezonowych wynosiła ok. 20,7%. Taka wartość informuje, że stany wody charakteryzowały się znacznie niższą zmiennością oraz dynamiką wahań w cyklu rocznym.

http://rcin.org.pl



Ryc. 2.6. Sezonowa (A) i przypadkowa (B) zmienność przepływów Noteci (Łysek) oraz stanów wody jez. Gopła (Kruszwica) w cyklu rocznym w wieloleciu 1965–2007 (Źródło: Obliczenia własne na podstawie danych IMGW)

Seasonally (A) and accidentally (B) changeability of the Noteć river discharges (Łysek) and water levels of the Goplo Lake (Kruszwica) in the yearly cycle in the long-term period between 1965 and 2007 (Source: The autor's compilation based on the data of the IMWM)

http://rcin.org.pl

2.8.7. ANALIZA WSPÓŁZALEŻNOŚCI

W celu uchwycenia związku pomiędzy badanymi charakterystykami wykorzystano współczynnik korelacji liniowej Pearsona. Zaletą tej metody jest możliwość określenia siły i kierunku związku pomiędzy analizowanymi zmiennymi. Siłę związku analizowano według schematu zaprezentowanego w pracy A. Byczkowskiego (1999), a wyniki w sposób syntetyczny przedstawiono w tabeli 2.6. Bardzo mocny związek występuje pomiędzy średnimi rocznymi stanami wód podziemnych w Kalinie i Zaryniu a średnimi rocznymi przepływami Noteci oraz średnimi rocznymi stanami wody w jeziorze Gopło.

Proces odprowadzania wody z obszaru kopalni do Noteci spowoduje zmianę reżimu odpływu. Wypompowywana i doprowadzana kanałami i rurociągami woda w okresie funkcjonowania kopalni spowoduje podniesienie się przepływów niskich w okresach suszy hydrologicznej, w czasie występowania w rzece niżówek. Proces taki doprowadzi do „spłaszczenia" hydrogramu przepływu. Zmniejszy się amplituda przepływów, nie będą występowały tak znaczne różnice pomiędzy wielkością przepływu z półroczy zimowych i letnich. Problem odprowadzania wód kopalnianych do rzek konurbacji katowickiej został doskonale rozpoznany i opisany przez A.T. Jankowskiego (1986, 1988) oraz S. Czaję (1988, 1999).

Tabela 2.6. Związek korelacyjny pomiędzy średnimi rocznymi stanami wód gruntowych (Kalina, Zaryń), średnimi rocznymi przepływami Noteci i średnimi rocznymi stanami wód jez. Gopło w wieloleciu 1965–2000

Stany wody – Kalina	-0,8	-0,8	0,9	x
Stany wody – Zaryń	-0,7	-0,8	x	0,9
Przepływy – Noteć	0,8	x	-0,8	-0,8
Stany wody – Gopło	x	0,8	-0,7	-0,8
	Stany wody – Gopło	Przepływy – Noteć	Stany wody – Zaryń	Stany wody – Kalina

Źródło: Obliczenia własne na podstawie danych IMGW

2.8.8. ANALIZA PRZESTRZENNA

Rejon planowanej odkrywki „Tomisławice" znajduje się na obszarze o najniższych w Polsce wielkościach odpływu powierzchniowego. Analiza długich ciągów pomiarowych przepływów rzek tej części Polski (Górna Noteć, Zgłowiączka, Skrwa Lewa) wykazała, że średni współczynnik odpływu (SSq) wynosi tu ok. 3 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (Jokiel 2004; Bartczak 2007; Brykała 2009). W ostatnim 15-leciu wartości średnich rocznych odpływów jednostkowych często oscylowały wokół wartości 2 $dm^3s^{-1}km^{-2}$, a ekstremalnie występowały miesiące (np. w latach 1992, 1994, 2005) o odpływie jednostkowym poniżej 0,2 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (Bartczak 2007; Brykała 2009).

http://rcin.org.pl

Odpływ powierzchniowy decyduje o wielkości dyspozycyjnych zasobów wodnych. Zważywszy na to, że badany teren charakteryzuje się dużym udziałem gruntów intensywnie użytkowanych rolniczo, głównie do produkcji buraków cukrowych, zasoby wodne są w dużym stopniu niewystarczające. Mogą one doprowadzić do zahamowania dalszego rozwoju rolnictwa na tym terenie.

Głównym komponentem odpływu rzecznego górnej Noteci i Zgłowiączki jest składowa podziemna. Udział zasilania podziemnego przekracza 50% odpływu całkowitego (Jokiel 2004). Stąd każde zagrożenie obniżenia zasobów wodnych, poprzez świadomą ingerencję człowieka, budzi obawy lokalnych społeczności. W ciągu ostatnich dwóch lat duże emocje towarzyszą pracom przygotowawczym do uruchomienia odkrywki „Tomisławice". Zasięg leja depresji będzie miał wpływ na warunki hydrologiczne pogranicza Kujaw i Wielkopolski.

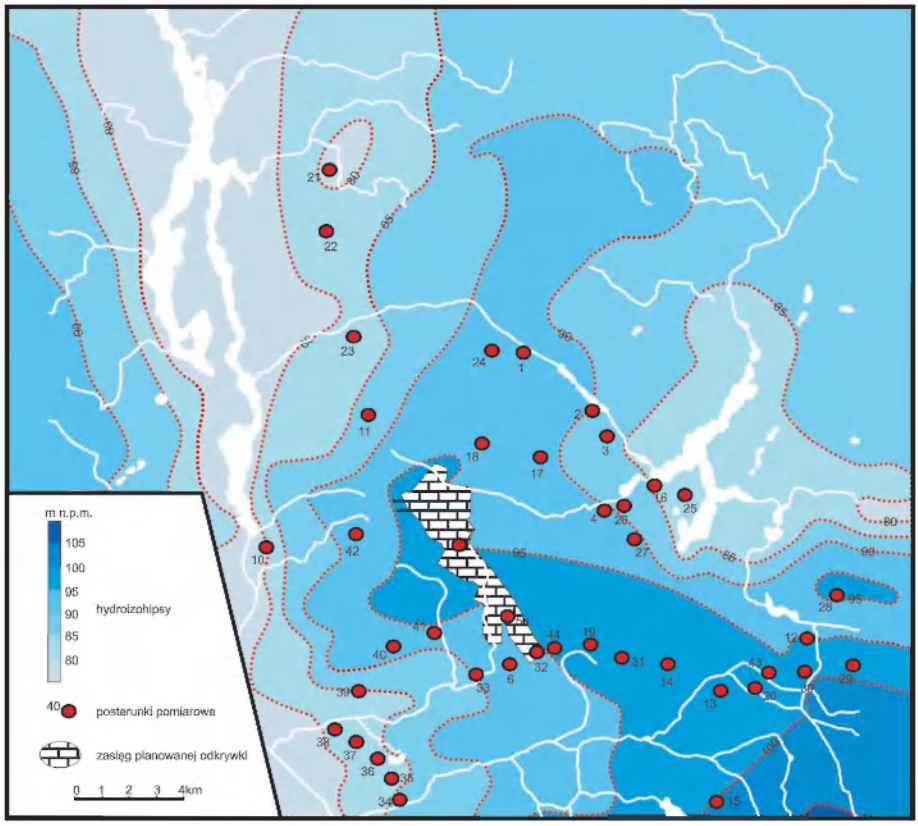
Zapoczątkowane w 2008 r. badania terenowe miały na celu określenie sytuacji hydrologicznej w rejonie planowanej odkrywki zanim rozpoczną się prace odwodnieniowe. W tym roku wykonanych zostało 7 serii pomiarowych wysokości zwierciadła wód podziemnych w 45 piezometrach i studniach. Wszystkie punkty pomiarowe reprezentowały drugi od powierzchni terenu poziom wodonośny (międzyglinowy), który jest głównym poziomem użytkowym na tym terenie. Zalega on na głębokości od 2 do 20 m p.p.t., najczęściej 5–10 m p.p.t. Poziom ten charakteryzuje się napiętym bądź lokalnie swobodnym zwierciadłem wody, które stabilizuje się na rzędnej od 80 do 110 m n.p.m.

Mapa hydroizohips (ryc. 2.7) wskazuje, że na analizowanym obszarze najwyższe rzędne głównego poziomu wodonośnego są obserwowane w rejonie planowanej odkrywki Tomisławice. Zwierciadło wody stabilizowało się tu w półroczu letnim 2008 r. na rzędnej 95 m n.p.m. Dokładnie w rejonie planowanej odkrywki przebiega podziemny dział wodny pomiędzy dorzeczem Wisły i Odry. Jak pokazują modele wykonane przez firmę projektową Poltegor (Herbich 2008), poziom wody podziemnej obniży się w tym rejonie nawet o 50 m, a cały lej depresji będzie się rozpościerał od jeziora Gopło do jeziora Głuszyńskiego oraz od Kanału Gopło-Świesz do Noteci (ryc. 2.8). Wyniki modelowania hydrodynamicznego (Herbich 2008) wskazują, że lej depresji o opisanym wyżej rozprzestrzenieniu nie będzie dotyczył piętra czwartorzędowego, a jedynie poziomu podwęglowego i nadwęglowego. W piętrze czwartorzędowym zasięg leja ma dotyczyć obszaru w odległości kilkuset metrów od odkrywki.

Mapa hydroizobat (ryc. 2.9) wskazuje na dosyć jednolitą sytuację hydrogeologiczną na badanym obszarze. Wynika to głównie z ukształtowania powierzchni terenu – które nie wykazuje dużych deniwelacji. W dolinach cieków zwierciadło wód podziemnych znajduje się najbliżej powierzchni terenu, a najwyższe wartości do zwierciadła głównego poziomu czwartorzędowego obserwowane są na krawędzi rynny Gopła (ryc. 2.9).

Pomiary terenowe przeprowadzone w 2008 r. dokumentują (ryc. 2.9), że zasięg leja depresji odkrywki „Lubstów" obejmował rejon punktów pomiaro-

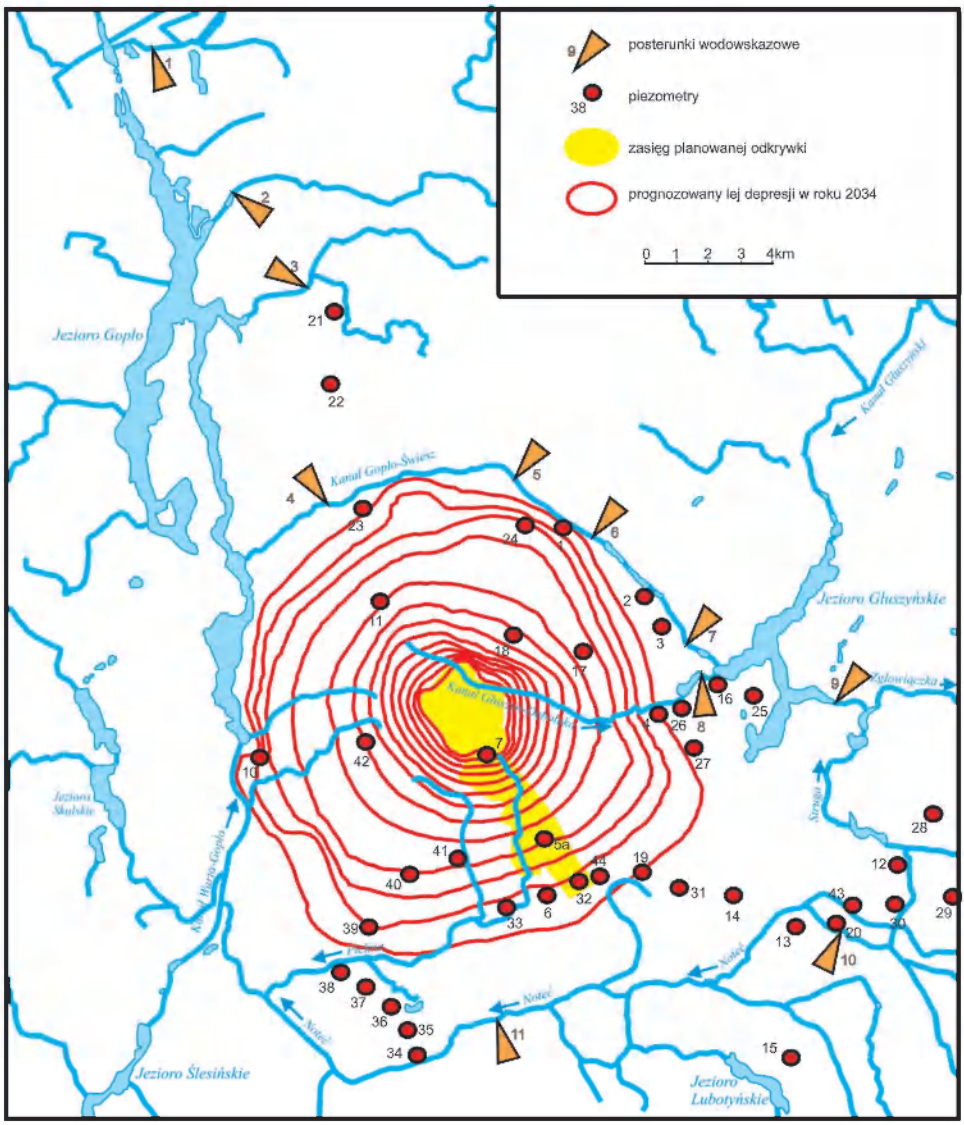
http://rcin.org.pl



Ryc. 2.7. Mapa hydroizohips rejonu planowanej odkrywki „Tomisławice" Kopalni Węgla Brunatnego „Konin" S.A (Opracowano na podstawie własnych pomiarów oraz Szadkowska 1997; Giełżecka-Mądry, Sideł 2002; Maszońska 2002; Straburzyńska, Trzeciakowska 2002)

The hydroisohypses map of the area of projected opencast brown-coal mine „Tomisławice" (The autor's investigation and data from Szadkowska 1997; Giełżecka-Mądry, Sideł 2002; Maszońska 2002; Straburzyńska, Trzeciakowska 2002)

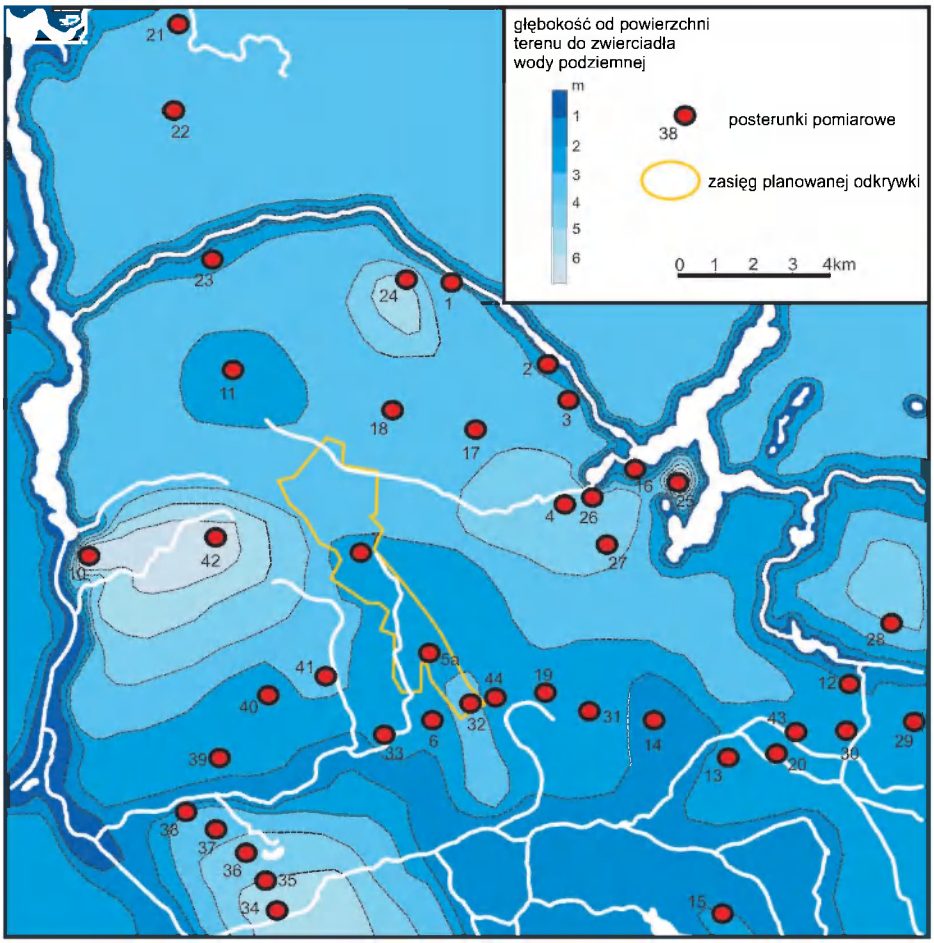
http://rcin.org.pl



Ryc. 2.8. Szkic hydrograficzny rejonu planowanej odkrywki „Tomisławice" Kopalni Węgla Brunatnego „Konin" S.A. (Opracowano własne oraz Herbich 2008)

The hydrographic sketch of the area of projected opencast brown-coal mine „Tomisławice" (The autor's compilation and Herbich 2008)

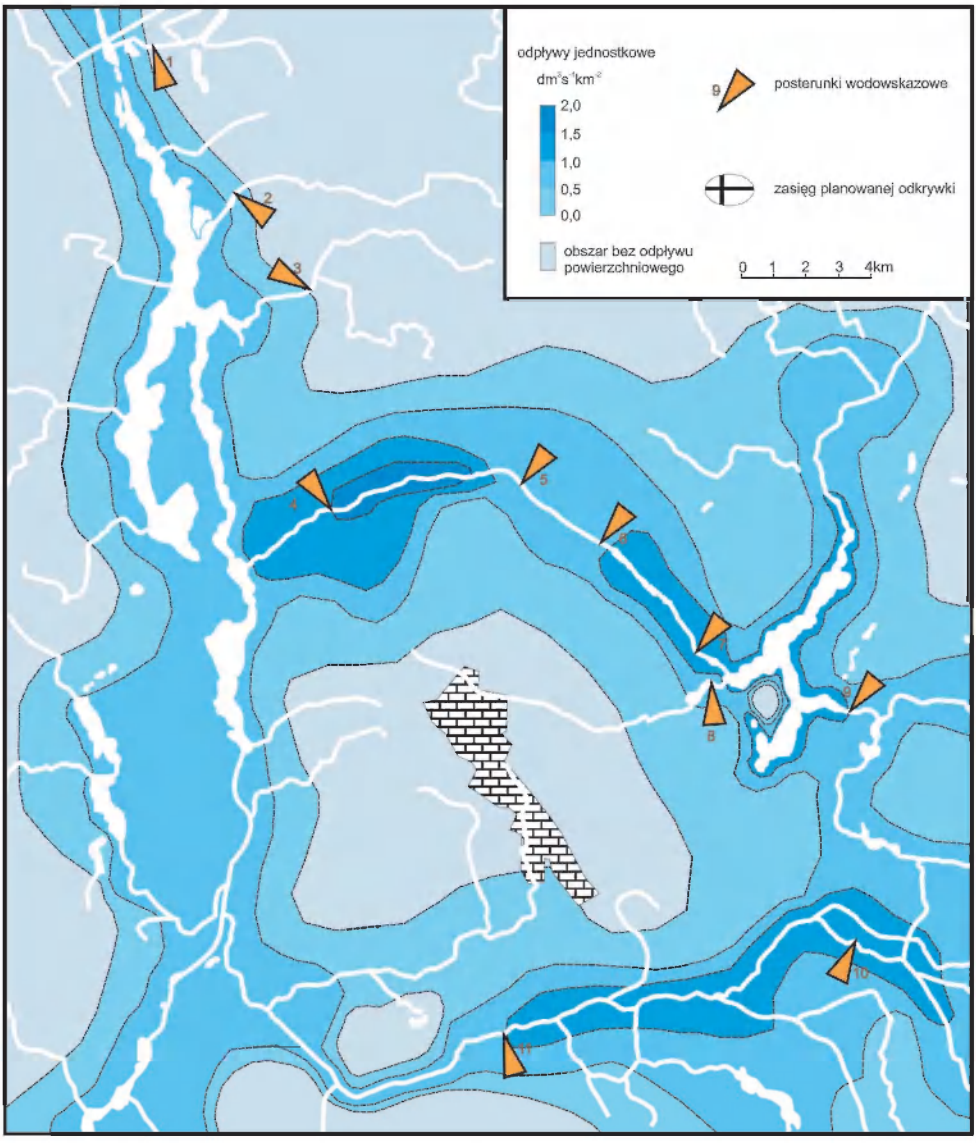
http://rcin.org.pl



Ryc. 2.9. Mapa hydroizobat rejonu planowanej odkrywki „Tomisławice" Kopalni Węgla Brunatnego „Konin" S.A.

The hydroisobathes map of the area of projected opencast brown-coal mine „Tomisławice"

http://rcin.org.pl



Ryc. 2.10. Mapa powierzchniowych odpływów jednostkowych w rejonie planowanej odkrywki „Tomisławice" Kopalni Węgla Brunatnego „Konin" S.A.

Spatial variations in specific discharges within the area of projected opencast brown-coal mine „Tomisławice"

http://rcin.org.pl

wych od 34 do 38. Przeczy to argumentom o niewielkim zasięgu leja depresji w piętrze czwartorzędowym (Maćkowiak i in. 1998). Znaczne obniżenie poziomu wody, a w niektórych przypadkach zupełny jej zanik w punktach pomiarowych miał miejsce wiosną 2007 r. i utrzymywał się przez cały 2008 r. Konsekwencje hydrologiczne tak dalekiego zasięgu leja depresji odkrywki „Lubstów" dotyczą również największej rzeki analizowanego obszaru – Noteci. Lej depresji w dolinnych utworach czwartorzędowych prowadzi zapewne do ucieczki wód rzecznych Noteci na tym odcinku (por. Wachowiak 2003; Wachowiak i in. 2004). Infiltracyjny charakter odcinka Noteci w rejonie wodowskazu Łysek może prowadzić do zerwania jednorodności ciągów pomiarowych. I tak ubogie zasoby wód płynących są jeszcze bardziej pomniejszane.

Rok 2008 charakteryzował się niekorzystnymi warunkami hydrologicznymi. Większość mniejszych cieków w okresie letnim nie prowadziła wody, co wiązało się z niedoborem zasilania z opadów atmosferycznych. Pomiary natężenia przepływu oraz kartowanie hydrograficzne powierzchniowej sieci wodnej pozwoliło na przestrzenne zobrazowanie odpływu powierzchniowego (ryc. 2.10). W 11 stałych punktach pomiaru natężenia przepływu, w których wykonano 5 serii pomiarowych, zostało uzupełnionych o kolejne 10 punktów, na których przeprowadzono sporadyczne pomiary. Mapa odpływów powierzchniowych (ryc. 2.10) w jasny sposób ukazuje główne osie koncentracji odpływu powierzchniowego. Są one związane z dolinami rzeki Noteci i Kanału Gopło-Świesz. Odpływy jednostkowe wynosiły tu średnio 1,7 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (Kanał Gopło-Świesz w rejonie w zlewni zamkniętej przekrojem wodowskazowym 4-Kaspral) i ok. 1,3 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (w zlewniach zamkniętych przekrojami wodowskazowymi 10 i 11 na Noteci oraz zlewni jeziora Głuszyńskiego – na Zgłowiączce w punkcie 9). Średni odpływ jednostkowy w wielkości 1,3 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ był obserwowany również w zlewni zamkniętej wodowskazem 7 na Kanale Gopło-Świesz. Jednak przepływ w tym wodowskazie był determinowany przez czynnik antropogeniczny (stawy rybne w rejonie Lubsina).

Wymienione powyżej cieki prowadziły wodę podczas wszystkich serii obserwacyjnych. Pozostała sieć rzeczna miała latem 2008 r. charakter okresowy lub nie obserwowano odpływu powierzchniowego w ogóle. Na szczególną uwagę zasługują dwa obszary. Pierwszy z nich znajduje się w rejonie planowanej odkrywki „Tomisławice". Jak widać na rycinie 2.10 jeszcze zanim rozpoczęto prace odwodnieniowe nowej odkrywki obszar ten cechował się bardzo ubogimi zasobami wód powierzchniowych. Drugi obszar znajduje się na zachód od wodowskazu na Noteci w Łysku (nr 11). Zasięg leja depresji odkrywki „Lubstów" uwidacznia się w obniżeniu poziomu wód gruntowych zasilających powierzchniową sieć rzeczną. Oprócz Noteci i Pichny, żaden dopływ w tym rejonie nie prowadził wody. Wyjątkowość Pichny jest również nieprzypadkowa, gdyż w 2008 r. została ona pogłębiona i na nowo uregulowana (fot. 7 i 8), co zapewniło jej ustabilizowany przepływ. To właśnie korytem tej rzeki będzie w początkowym okresie odprowadzana woda z odpompowywanej odkrywki „Tomisławice".

http://rcin.org.pl

2.9. PODSUMOWANIE

Na obszarze Wielkopolski i Kujaw działalność człowieka doprowadziła do degradacji pierwotnej szaty roślinnej i wykształcenia się tzw. krajobrazu stosowanego. Na tak przeobrażony antropogenicznie obszar wprowadzony został nowy czynnik jeszcze bardziej zmieniający środowisko i warunki hydrologiczne. Działanie górnictwa odkrywkowego utworzyło na tym terenie regionalne leje depresji (Szczepański 2007), związane z funkcjonowaniem kopalni węgla brunatnego „Turek" i „Konin".

Wyczerpywanie się złóż węgla w eksploatowanych dotąd odkrywkach spowodowało potrzebę poszukiwania nowych źródeł surowca dla Elektrowni Pątnów-Adamów-Konin. Najbliższym elektrowni obszarem, na którym te źródła występują, był obszar w okolicach Tomisławic, w strefie wododziałowej dwóch największych polskich dorzeczy – Wisły i Odry.

Odkrywka „Tomisławice" spowoduje zmiany hydrologiczne w dorzeczu górnej Noteci. Prognozowane zmniejszenie zasilania podziemnego jez. Gopło o ok. 17% ma być rekompensowane pośrednio przez doprowadzanie wody z kopalni do Noteci i jez. Gopło w wielkości wyższej o ok. 50% od średniego rocznego przepływu Noteci (w profilu Łysek) z wielolecia 1961–2007.

Doprowadzi to zapewne do wyrównania wahań stanów wody jeziora Gopło w cyklu rocznym. Również górna Noteć zostanie podzielona na dwa odcinki: od źródeł Noteci do ujścia do niej rzeki Pichny oraz drugi – od ujścia Pichny do jez. Gopło. W pierwszym odcinku mogą wystąpić niekorzystne zmiany spowodowane obniżeniem się zwierciadła wód podziemnych (tak jak to miało miejsce w przypadku odkrywki „Lubstów"), natomiast w drugim będzie się odbywał antropogeniczny wzrost natężenia przepływu – spowodowany zrzutami wody z odpompowywanej odkrywki (por. Wachowiak 2002). Należy podkreślić, że sytuacja taka będzie występowała w okresie funkcjonowania kopalni – do 2034 r.

W rejonie konińskim zasięg leja depresji obejmuje łącznie około 100 km^2 powierzchni w poziomie nadwęglowym i około 450 km^2 w poziomie podwęglowym. Południowa część zlewni górnej Noteci znajduje się pod wpływem leja depresji odkrywki „Lubstów". Włączenie do eksploatacji odkrywki „Tomisławice" spowoduje, że odcinek Noteci w rejonie wodowskazu w Łysku znajdzie się pod wpływem leja depresji. Na odcinku tym rzeka będzie miała charakter infiltracyjny.

Zagospodarowanie wyrobiska zamkniętej wiosną 2009 r. odkrywki „Lubstów" przewiduje utworzenie tu zbiornika wodnego (Kasztelewicz, Jagodziński 2006). Do jego napełnienia ma być wykorzystana woda pochodząca z Noteci. W chwili obecnej, ze względu na niskie stany wód i małe przepływy w tej rzece nie ma możliwości poboru wód do napełniania zbiornika końcowego. Zakłada się, że sytuacja ta zmieni się z chwilą uruchomienia odwodnienia odkrywki „Tomisławice". Wówczas do Noteci powyżej Sompolna będą zrzucane wody z odwodnienia wgłębnego w ilości do 40 m^3min^{-1}. Projektuje się wybudowa-

http://rcin.org.pl

nie zastawki przelewowej na Noteci oraz rowu umożliwiającego grawitacyjny dopływ wód do zbiornika końcowego. Napełnianie wyrobiska końcowego odkrywki „Lubstów" planuje się zakończyć około 2016 r. Powstały zbiornik będzie miał pojemność ok. 137 mln. m^3 wody i powierzchnię 570 ha (Kasztelewicz, Jagodziński 2006).

Wynika stąd, że wody pochodzące z odwodnienia odkrywki „Tomisławice", mające pierwotnie zasilać jezioro Gopło (przez Noteć), mogą być również wykorzystywane przy zagospodarowaniu innej odkrywki. Powstaje tylko pytanie czy na wszystkie te cele wystarczy wody?

http://rcin.org.pl

3. RZEŹBA I OSADY OTOCZENIA REZERWATU „ JEZIORO MARTWE" W BORACH TUCHOLSKICH I ICH MOŻLIWY WPŁYW NA ROZWÓJ PŁA TORFOWCOWEGO

Jarosław Kordowski, Michał Słowiński

3.1. CEL BADAŃ

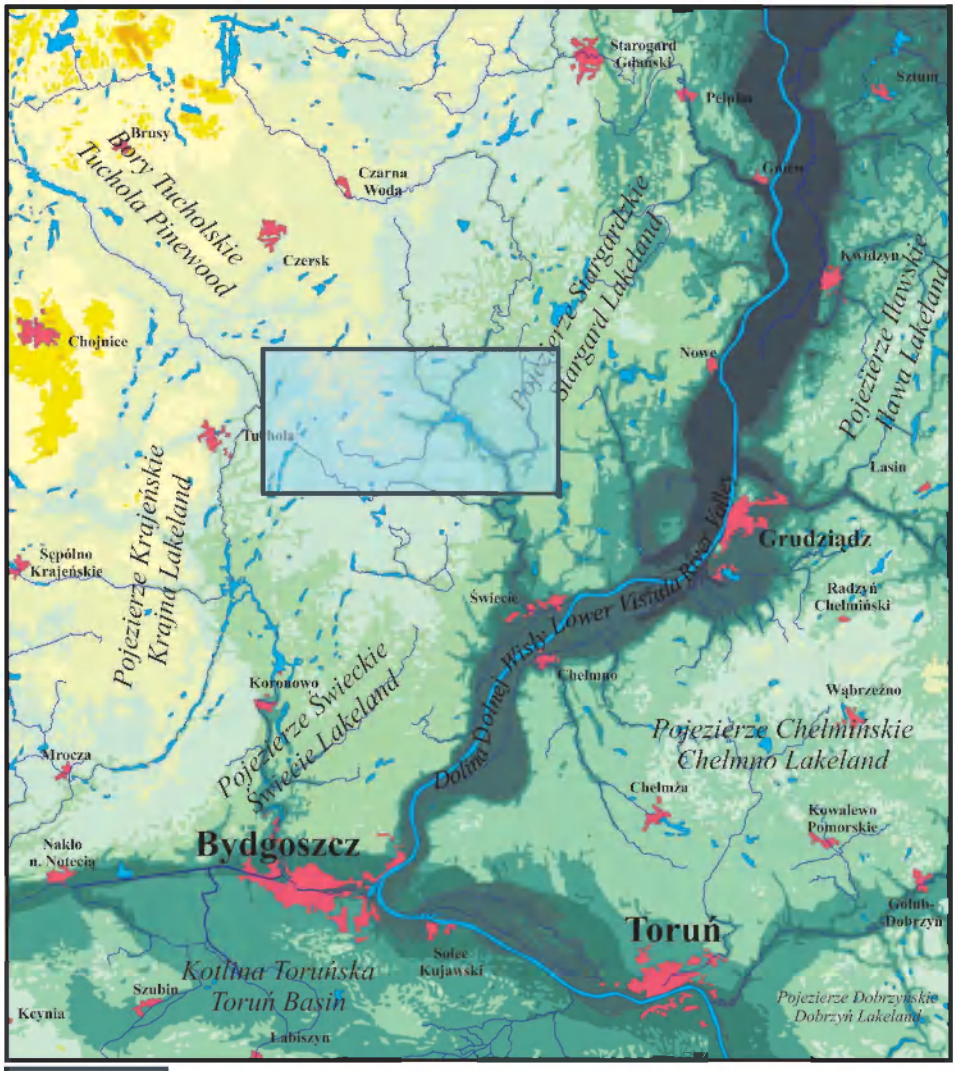
Celem badań była analiza czynników geologicznych i geomorfologicznych mogących wpływać na proces zarastania jezior w obszarach leśnych na podstawie badań rezerwatu florystycznego „Jezioro Martwe" w Nadleśnictwie Trzebciny, leśnictwo Zacisze. Ocena uwarunkowań geologiczno-geomorfologicznych jest niezbędnym etapem poprzedzającym planowanie i wybór bardziej zaawansowanych badań paleobiologicznych i chemicznych obiektów torfowiskowych (Tobolski 2006).

3.2. OBSZAR BADAŃ

Analizowany obszar (ryc. 3.1, 3.2) to fragment sandru powstałego w czasie recesji ostatniego lądolodu z jednych z ostatnich linii postojowych fazy poznańskiej na linię postoju fazy pomorskiej (Galon 1953, 1972; Makowska 1972). Oscylacje czoła lądolodu przyczyniły się tu do powstania licznych poziomów morfologicznych (do piętnastu) zwłaszcza w sąsiedztwie doliny Wdy (Andrzejewski 1994). Jak wskazuje analiza materiałów kartograficznych zebranych w czasie szczegółowego kartowania geologicznego Polski (Jurys 2006; Prussak i in. 2006) na znacznych obszarach spod osadów sandrowych wyłaniają się formy i osady wodno-morenowe, wskazując, że przed okresem depozycji sandru, na licznych powierzchniach zaznaczył się proces zamarcia rozległych płatów lądolodu. Stąd mamy do czynienia z licznymi obniżeniami wytopiskowymi, różnej wielkości, z których część zajęta jest przez jeziora lub torfowiska. Jednym z takich wytopisk jest misa Jeziora Martwe.

Prace nad morfogenezą różnych fragmentów sandru i doliny Wdy, jako zagadnienie podstawowe lub uboczne, prowadzone były już od początku ubiegłego wieku (Sonntag 1919). Stosunkowo najliczniejsze informacje na ten temat zawarte są w pracach: Okołowicza 1949, 1956; Galona 1953; Makowskiej 1972, Szupryczyńskiego 1987, 1988; Andrzejewskiego 1994; Błaszkiewicza 2005 a,b,c 2008; Prussaka in. 2006; Jurysa 2006. Prowadzone były także prace nad szczegółową genezą różnych form rzeźby, z których można wymienić m.in. M. Liberackiego (1958), M. Pasierbskiego (1975) i B. Nowaczyka (1994).

http://rcin.org.pl



– obszar przedstawiony na rycinie 3.2
area presented in the fig. 3.2

Ryc. 3.1. Lokalizacja obiektu badań
Site map of area investigated

http://rcin.org.pl

Głównym problemem badawczym tych prac było powiązanie poziomów morfologicznych z liniami postojowymi lądolodu, a także zagadnienia rozwoju jezior i dolin rzecznych w powiązaniu z procesami wytapiania brył lodu i degradacji wieloletniej zmarzliny. M. Błaszkiewicz (2005c) podsumowując badania sandru Wdy wyraża zdanie, że jego zróżnicowanie, przynajmniej w części, może wynikać z naturalnej zmienności przepływu w rzekach roztokowych odprowadzających osady z czoła lądolodu. W okresach wysokich przepływów miały kształtować się wyższe poziomy topograficzne a w okresach przepływów niższych poziomy niższe.

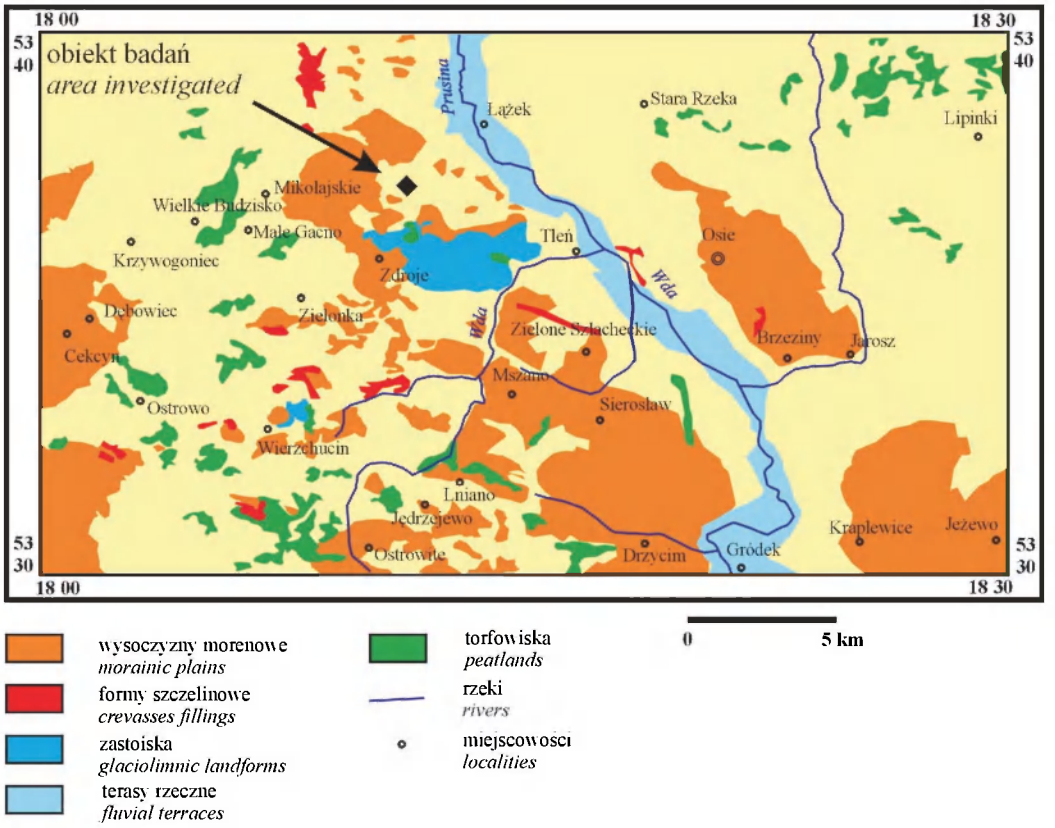
W niniejszej publikacji przyjęto za *Mapą geologiczną Polski w skali 1 : 200 000, ark. Grudziądz* (Makowska 1972), że analizowany obszar to fragment poziomu sandrowego związanego z fazą poznańską. Zakorzenienie wyższego poziomu sandrowego (Makowska 1972) znajduje się kilka do kilkunastu kilometrów na zachód od analizowanego obszaru w morenach czołowych okolic Zdrojów.

3.3. GEOBOTANICZNA CHARAKTERYSTYKA REZERWATU

Rezerwat torfowiskowy „Jezioro Martwe" zlokalizowany jest w Borach Tucholskich, które stanowią jeden z największych kompleksów leśnych Polski. Ich obecna szata roślinna odbiega w sposób zasadniczy od tej, która kształtowała się w czasach historycznych przed nasileniem antropopresji. Dominujące lasy mieszane, głównie kwaśne dąbrowy, olsy i zbiorowiska łęgów nadrzecznych zastąpione zostały sztuczną monokulturą lasów sosnowych (Berglund i in. 1989/1990; Miotk-Szpiganowicz 1990; Boiński 1993). Obszar sandrowy Borów Tucholskich w siedmiostopniowej skali synantropizacji Polski zaproponowanej przez J. Falińskiego (1975) znajduje się w klasie trzeciej. Sam rezerwat ma powierzchnię 3,56 ha, z czego powierzchnia obszarów bagiennych wynosi 1,06 ha, a powierzchnia wody 1,74 ha (długość 195 m i szerokość 102 m). Misa jeziorna ma genezę wytopiskową. Jest to jezioro bezodpływowe prawie całkowicie wypełnione osadami. Maksymalna głębokość, w centralnej części, dochodzi do 2–3 m. Nagrzewanie wody promieniami słońca w okresie letnim prawdopodobnie sięga do samego dna. Rozwinięte pło oraz bogate w niezmineralizowaną materię humusową osady denne powodują prawdopodobnie liczne deficyty tlenowe, które tłumaczą, dlaczego jezioro ma w swojej nazwie przymiotnik martwe. Falowanie, które uzupełniałoby braki tlenu jest ograniczone ze względu na otoczenie wysokimi brzegami i lasem. Nawet w wietrzne dni falowanie na jeziorze jest słabe.

Ciekawym elementem morfologiczno-florystycznym badanego zbiornika jest nasuwające się pło torfowiskowe. Kożuch roślinności tworzą przede wszystkim mchy z rodzaju *Sphagnum* oraz towarzyszące im rośliny naczyniowe. Wymagania troficzne poszczególnych roślin torfowiskowych umożliwiają wyróżnienie kilku grup o podobnych wymaganiach. W podziale zaproponowanym przez M. Herbicha i J. Herbichową (2002) można było wydzielić trzy siedliska: a) siedlisko oligotroficzne i równocześnie silnie kwaśne; b) siedlisko oligo-mezotroficzne i równocześnie silnie kwaśne; c) siedlisko mezotroficzne słabo kwaśne.

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.2. Szkic geomorfologiczny otoczenia Jeziora Martwe (kompilacja szkiców geomorfologicznych z Jurys 2006 oraz Prussak i in. 2006, nieco zmienione)

Geomorphic outline of Martwe Lake vicinity (compilation of geomorphic sketches after Jurys 2006 and Prussak i in. 2006, slightly changed)

http://rcin.org.pl

Gatunki siedlisk oligotroficznych i równocześnie silnie kwaśnych obejmują:

– rośliny zielne: modrzewnica zwyczajna (*Andromeda polifolia*), wełnianka pochwowata (*Eriophorum vaginatum*), przygiełka biała (*Rhynchospora alba*), bagnica torfowa (*Scheuchzeria palustris*), bagno zwyczajne (*Ledum palustre*), rosiczka okrągłolistna (*Drosera rotundifolia*);

– mchy torfowce (*Sphagnum*): *Sphagnum magellanicum*;

– mchy brunatne (*Bryales*): *Polytrichum strictum*.

Gatunki siedlisk oligo-mezotroficznych i równocześnie silnie kwaśnych obejmują:

– wśród roślin zielnych: czermień błotna (*Calla palustris*), turzyca nitkowa (*Carex lasiocarpa*), turzyca dziobkowata (*Carex rostrata*), bobrek trójlistkowy (*Menyanathes trifoliata*);

– mchy torfowce (*Sphagnum*): *Sphagnum fallax*;

– mchy brunatne (*Bryales*): *Drepanocladus fluitans*.

Gatunki siedlisk mezotroficznych słabo kwaśnych: rośliny zielne: trzcinnik prosty (*Calamagrostis stricta*); mietlica psia (*Agrostis canina*); sit członowany (*Juncus articulatus*); pływacz zwyczajny (*Utricularia vulgaris*) – (plansza 1).

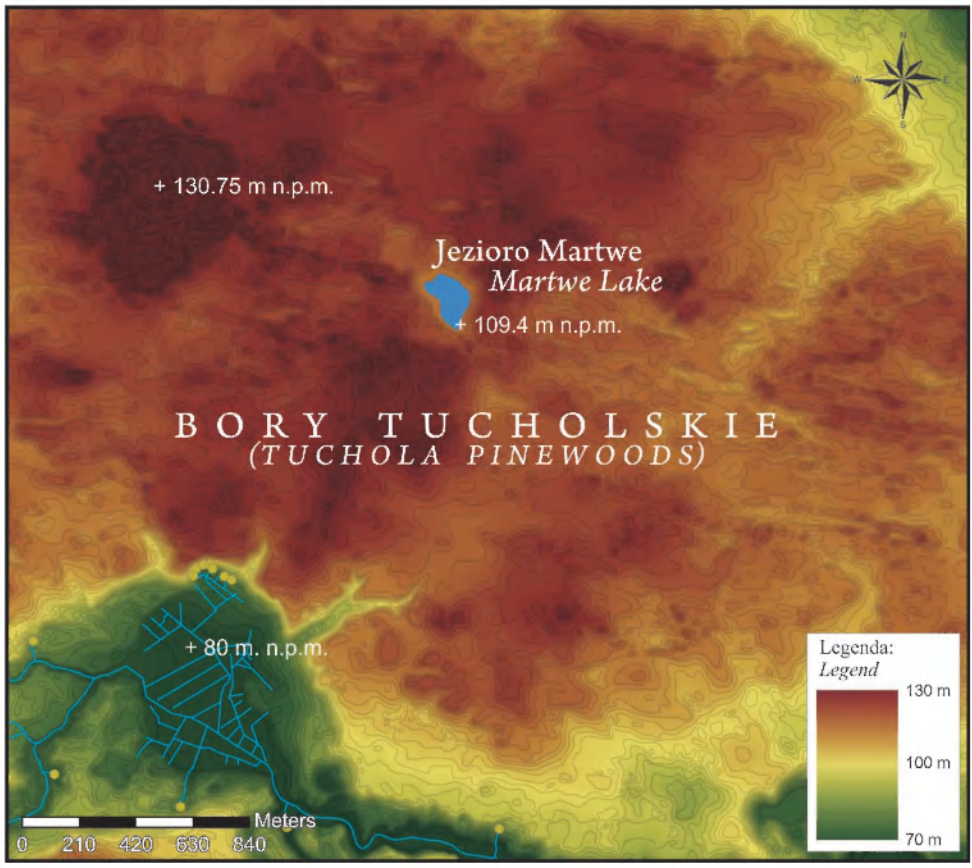
3.4. METODY BADAŃ

Na wstępnym etapie badań dokonano analizy dostępnych materiałów kartograficznych i zdjęć lotniczych. Materiały te objęły zdjęcia lotnicze z lat 1964, 1996, 2005. Numeryczny model wysokości terenu wygenerowany został algorytmem najbliższego sąsiedztwa z punktów powstałych w wyniku wektoryzacji izolinii z map topograficznych 1:10 000 (ryc. 3.3).

W pracach terenowych wokół rezerwatu wykonywano sondowania ręczne, kartowanie geologiczne, geomorfologiczne, gleboznawcze, dokumentacje wkopów i odsłonięć wraz z poborem próbek do analiz laboratoryjnych. Na obszarze samego rezerwatu przeprowadzono rekonesans florystyczny i punktowe pomiary potencjału redukcyjno-oksydacyjnego oraz pH. Kartowanie prowadzono na podkładach map topograficznych w skali 1:10 000. W jego trakcie w otoczeniu rezerwatu wykonano 112 sondowań ręcznych o łącznej długości 460,7 m, przeciętnie 4,1 m głębokości (ryc. 3.4). Na potrzeby dokumentacji osadów biogenicznych wykonano 50 sondowań próbnikiem typu Instorf do poboru na wpół niezaburzonych osadów łącznej długości 141,1 m, przeciętnie 2,8 m. Najgłębsze sondowania sięgnęły blisko 8 m. W sumie wykonano ponad 600 mb. sondowań. Wiercenia w obrębie rezerwatu wykonano na linii pięciu[1] przekrojów geologicznych biegnących z północy na południe i ze wschodu na zachód. Łącznie kartowaniem objęto ok. 1,5 km^2 terenu. Z dna jeziora za pomocą sondy tłokowej typu Livingstone'a w modyfikacji K. Więckowskiego pobrano do przyszłych analiz palinologicznych, chemicznych i makroszczątkowych 10-metrowy rdzeń osadów dennych.

[1] Prezentowane są tylko cztery.

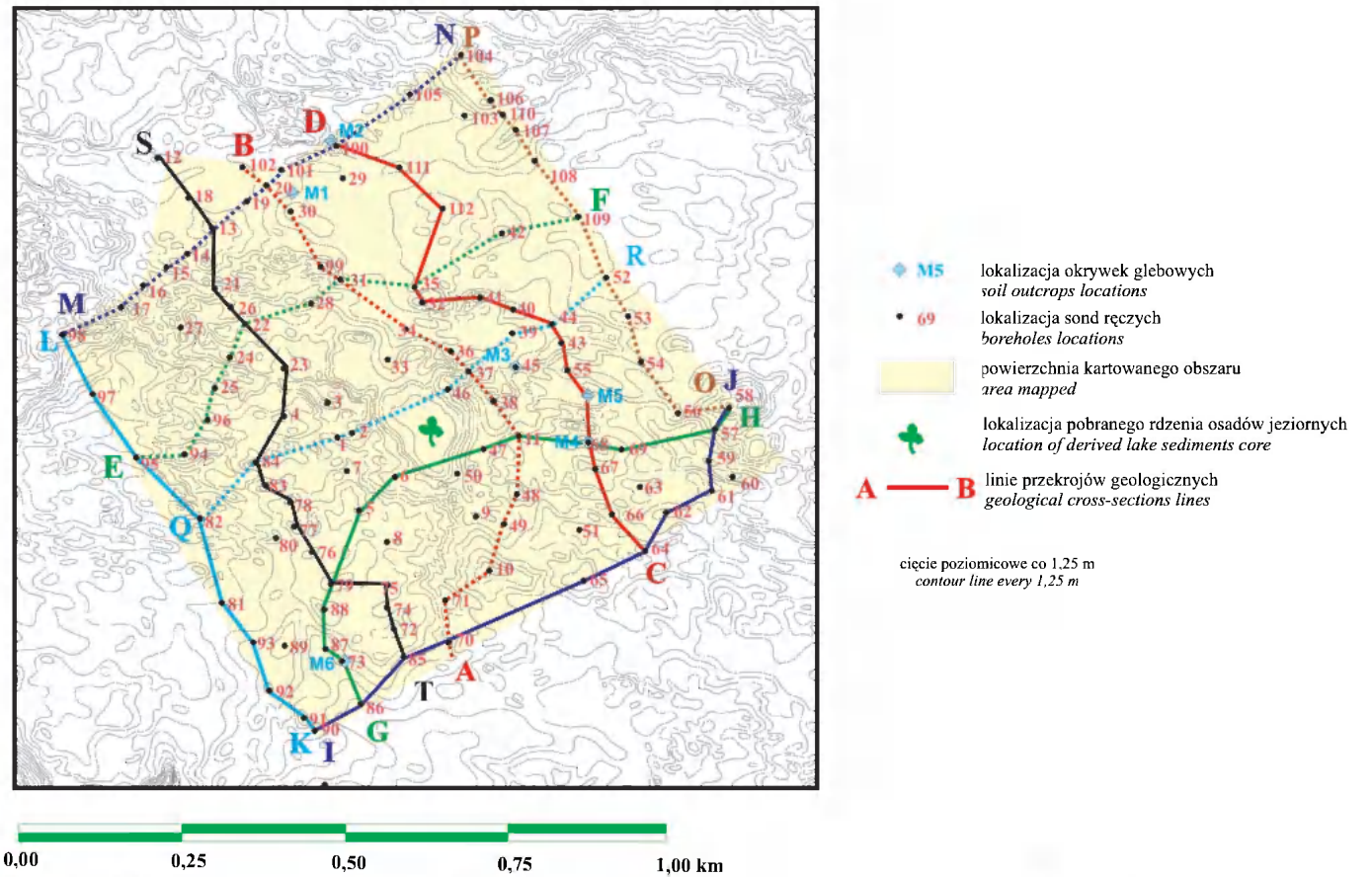
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.3. Numeryczny model terenu otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"
Digital terrain model of „Martwe Lake" reserve

Podczas kartowania gleboznawczego przeprowadzono analizę sześciu odkrywek glebowych (ryc. 3.10, 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15, 3.16). Ze wszystkich 112 sondowań ręcznych pobierano co najmniej dwie próbki do analiz próchnicy. Określano miąższość, typ i morfologię poziomów próchnicznych, co przyczyniło się do powstania mapy glebowej (ryc. 3.26) i mapy miąższości poziomów próchnicznych (ryc. 3.27). Klasyfikacji gleb dokonano na podstawie podziału zawartego w *Systematyce gleb Polski* (1988). Wraz z obserwacjami gleboznawczymi przeprowadzono analizy sedymentologiczne, to jest uziarnienia i typu genetycznego osadu, jego struktur wewnętrznych, analizę struktur kierunkowych (upadu, biegu i wartości pochylenia lamin osadowych). W odsłonięciu M6 przeprowadzono szczegółowe analizy petrograficzne debrytów gliniastych, jako stanowiska wzorcowego dla charakterystyki glin spływowo-wytopiskowych. Analizy objęły uziarnienie osadu, barwę, struktury sedymentacyjne, analizę kierunku ułożenia

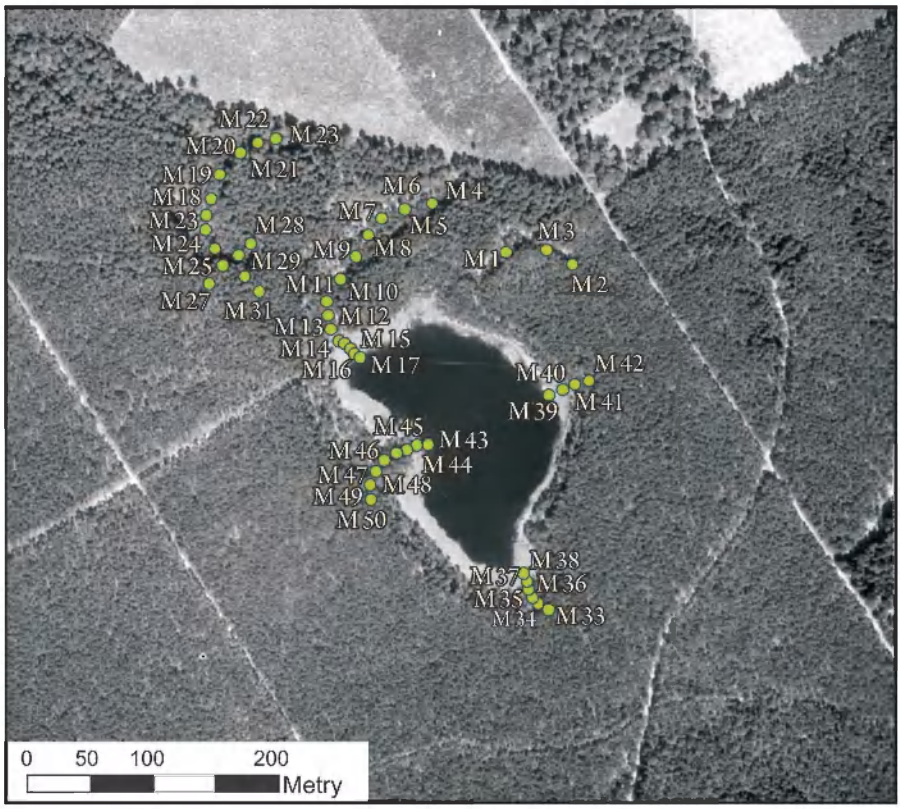
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.4. Mapa dokumentacyjna wierceń i odkrywek glebowych w otoczeniu rezerwatu „Jezioro Martwe"

Documentary map of boreholes and soil outcrops in the vicinity of „Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.5. Szczegółowa lokalizacja wierceń w osadach biogenicznych rezerwatu „Jezioro Martwe" i okolic

Detailed situation map of drilling locations within the biogenic sediments of "Lake Martwe" reserve

i ochylenia klastów żwirowych frakcji 1–5 cm wraz z analizą petrograficzną oraz analizą kształtu klastów (według diagramu Zingg'a w poszczególnych grupach petrograficznych). Dobór frakcji 1–5 cm może budzić zastrzeżenia, ale stanowił on kompromis między ilością klastów a czasem potrzebnym do ich przeliczenia. Wszystkich oznaczeń petrograficznych dokonywano w terenie. Poza tym powszechne stosowanie metody wypłukiwania klastów zaburzyłoby wyniki, ponieważ wypłukaniu ulegają bardzo słabo skonsolidowane okruchy mułowców, iłowców oraz piaskowców i wapieni glaukonitowych istotnie wpływając na interpretację składu petrograficznego.

Analizy laboratoryjne obejmowały analizy uziarnienia osadów wykonane metodą sitową (osady gruboziarniste powyżej 90 μm), jak też analizy na laserowym analizatorze cząstek Analysette 22 Economy (osady drobnoziarniste – mułki i iły) w ustawieniu 310 klas pomiaru. Przeprowadzano też analizy zawartości węgla-

http://rcin.org.pl

nów metodą gazową według Scheiblera. W przyszłości przeprowadzone zostaną analizy zawartości materii organicznej oraz frakcjonowanie typów próchnicy. W klasyfikacji frakcji osadowych posługiwano się normą PIG (1975) z następującymi przedziałami uziarnienia: ił koloidalny do 1 μm, ił drobny 1–5 μm, ił gruby 5–10 μm, mułek ilasty 10–50 μm, mułek piaszczysty 50–100 μm, piasek drobny 0,1–0,25 mm, piasek średni 0,25–0,5 mm, piasek gruby 0,5–1 mm, piasek bardzo gruby 1–2 mm, żwir drobny 2–5 mm, żwir średni 5–10 mm, żwir gruby powyżej 10 mm. W analizach sitowych wykorzystywano następujące średnice oczek: 0,09; 0,125; 0,18; 0;25; 0,315; 0,355; 0,45; 0,5; 0,63; 0,71; 0,8; 0,9; 1; 1,25; 1,4; 2; 2,5; 3,55; 4; 5; 6,3; 7; 8; 10; 12; 14; 16; 18; 20; 22; 24 mm. Łącznie zanalizowano 432 próbki osadów, w tym 242 z dokumentowanych wkopów i odsłonięć i 190 z powierzchniowych poziomów próchnicznych.

Z osadów biogenicznych z misy Jeziora Martwego z głębokości 10,85 m od lustra wody wydatowano metodą C^{14}AMS makroszczątek warstwy detrytusu roślinnego spoczywającej bezpośrednio na mineralnym dnie jeziora. Uzyskana data kalendarzowa wyniosła 11 980 +/- 80 lat B.P. (GdA – 1452, Laboratory Report 6/2009). Z wyniku tego datowania wiadomo, że depozycja osadów jeziornych rozpoczęła się w okresie młodszego dryasu.

Uziarnienie osadów zanalizowano według wskaźników Folk'a i Ward'a (1957), tj. wykorzystano wskaźniki:

– średniej średnicy ziaren:

$$M_z = (\varphi 16+\varphi 50+\varphi 84) / 3,$$

– graficznego odchylenia standardowego (wysortowania):

$$\rho_I = ((\varphi 84-\varphi 16)/4)+((\varphi 95-\varphi 5)/6{,}6),$$

– skośności graficznej:

$$Sk_I = ((\varphi 16+\varphi 84-2\varphi 50)/2(\varphi 84-\varphi 16))+((\varphi 5+\varphi 95-2\varphi 50)/2(\varphi 95-\varphi 5)),$$

– kurtozy:

$$K_G = (\varphi 95-\varphi 5)/2{,}44(\varphi 75-\varphi 25).$$

Wartości te obliczano po przeliczeniu mm na jednostki φ ($\varphi = -\log_2 x$). Średnia średnica ziarna jest najbardziej syntetyczną miarą dotyczącą uziarnienia osadu. Graficzne odchylenie standardowe jest miarą wysortowania osadu. Skośność graficzna informuje o dynamice środowiska sedymentacyjnego, a spłaszczenie o jego stabilności. Ujemne wartości Sk_I świadczą o wzbogacaniu w frakcje grubsze i eliminacji frakcji drobniejszych, dodatnie wartości o doprowadzaniu frakcji drobnych do środowiska depozycyjnego. Wysokie wartości K_G świadczą o mało stabilnym środowisku, niskie zaś o bardziej stabilnym (Friedman 1978; Tanner 1978; Mycielska-Dowgiałło 1980, 1995; Davies 1983; Racinowski, Szczypek 1985).

Wartości te analizowano zarówno w odsłonięciach, gdzie próbki były pobierane co 5 cm, jak też powierzchniowo, dzięki poborowi próbek z warstw próchnicznych ze wszystkich 112 sondowań. Szczegółowe omówienie paleoge-

http://rcin.org.pl

ograficznego znaczenia poszczególnych wskaźników przedstawione zostanie w rozdziale dotyczącym wyników analiz granulometrycznych.

Na podstawie analiz uziarnienia ustalono rodzaje gradacji i miąższość oraz rangę cykli sedymentacyjnych. Nazewnictwo warstwowań wzorowano na *„Sedymentologii"* R. Gradzińskiego i in. (1976).

Graficznym podsumowaniem całości badań jest autorska mapa geologiczna tego obszaru (ryc. 7). Przedstawiono na niej kolejność sekwencji osadowych i ich przypuszczalny wiek wraz z interpretacją środowisk sedymentacyjnych. Przy sporządzaniu mapy wzorowano się na *Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski* w skali 1 : 50 000 (2004).

3.5. RZEŹBA TERENU

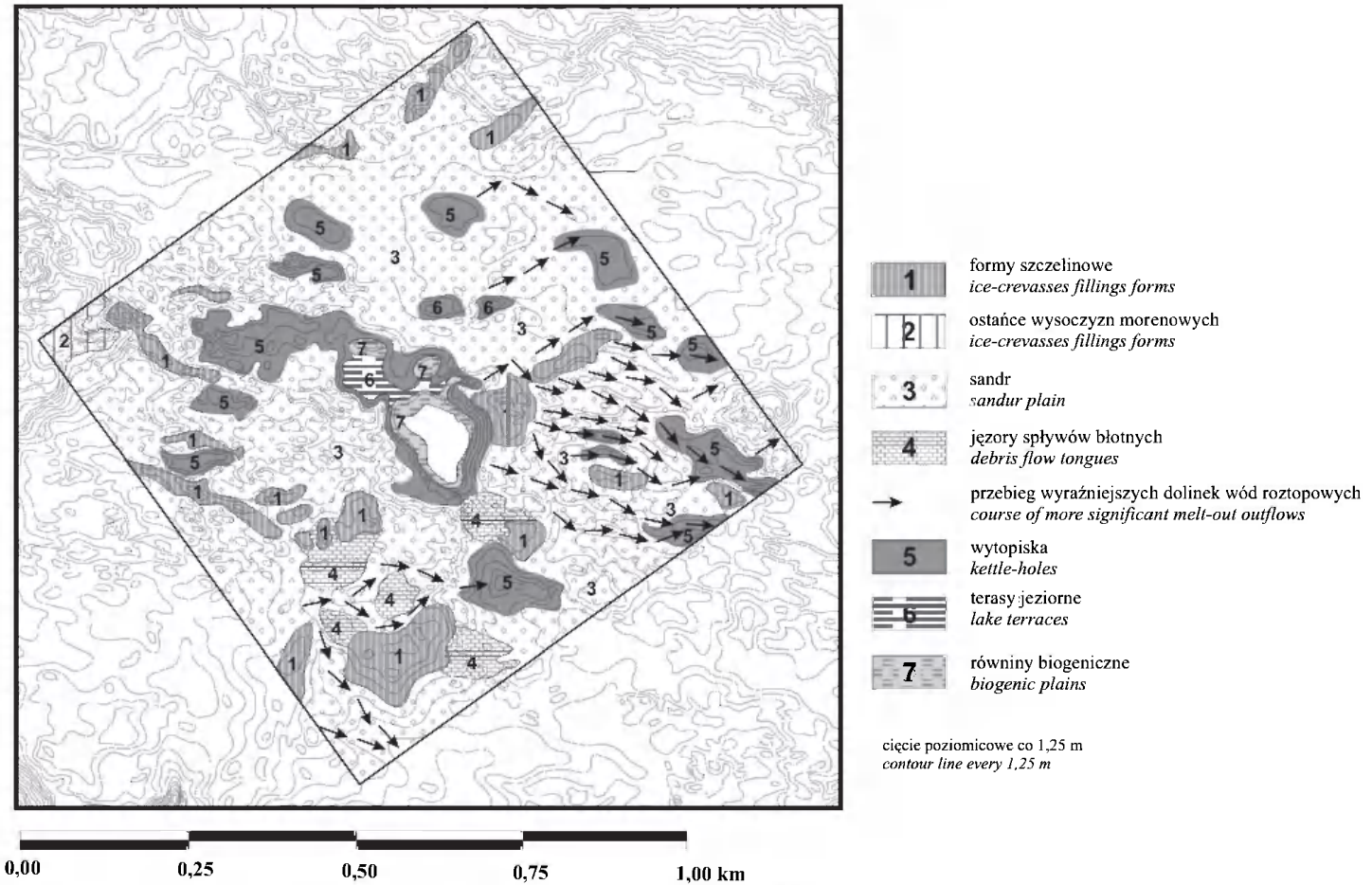
Badany obszar (ryc. 6) wykazuje znaczne zróżnicowanie hipsometryczne. Najniższy punkt morfologiczny, nie licząc słupa wody w jeziorze, stanowi brzeg Jeziora Martwego na wysokości 109,4 m n.p.m., najwyższy zaś wzniesienie wysoczyznowe na zachodzie analizowanego obszaru, które osiąga ok. 123 m n.p.m.

Najstarszy element rzeźby stanowią ostańce wysoczyznowe i formy szczelinowe. Ostańce wznoszą się na największą wysokość bezwzględną, bo około 120 m n.p.m. co daje ok. 10 m wysokości względnej w odniesieniu do dzisiejszej zasadniczej powierzchni terenu. Są silnie, zwłaszcza na stokach, pocięte dolinkami erozyjnymi i denudacyjnymi.

Formy po wypełnieniu szczelin lodowych mają mniejsze rozmiary. Występują nieregularnie i mają zróżnicowaną budowę. Wznoszą się 4–5 m ponad średnią powierzchnię terenu. Ich szerokość sięga od kilkunastu do 150–200 m. W części form zauważa się wyraźne ukierunkowanie osi morfologicznych. Można wyróżnić dwa ich typy: jeden z NE na SW, drugi z NNW na SSE (ten jest obserwowany również na arkuszu Osie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000* – Prussak i in. 2006). Kierunki te odpowiadają najprawdopodobniej kierunkowi szczelin powstałych, być może, jeszcze w aktywnym lodzie, poszerzanym potem przez termoerozję. W niektórych z nich dominowały przepływy prądowe, stąd materiał piaszczysto-żwirowy, w innych zachodziła stagnacja wód roztopowych i tworzyły się lokalne jeziorzyska, do których spływały grawitacyjne spływy gliniaste oraz powstawały wkładki mułków piaszczystych w płytszych zbiornikach i mułków ilastych w zbiornikach głębszych. Spływy kolizyjne jak i kohezyjne następowały zarówno do wewnątrz jak i na zewnątrz form w wyniku wytapiania się lub też kolapsu podpierających osady ścian lodowych.

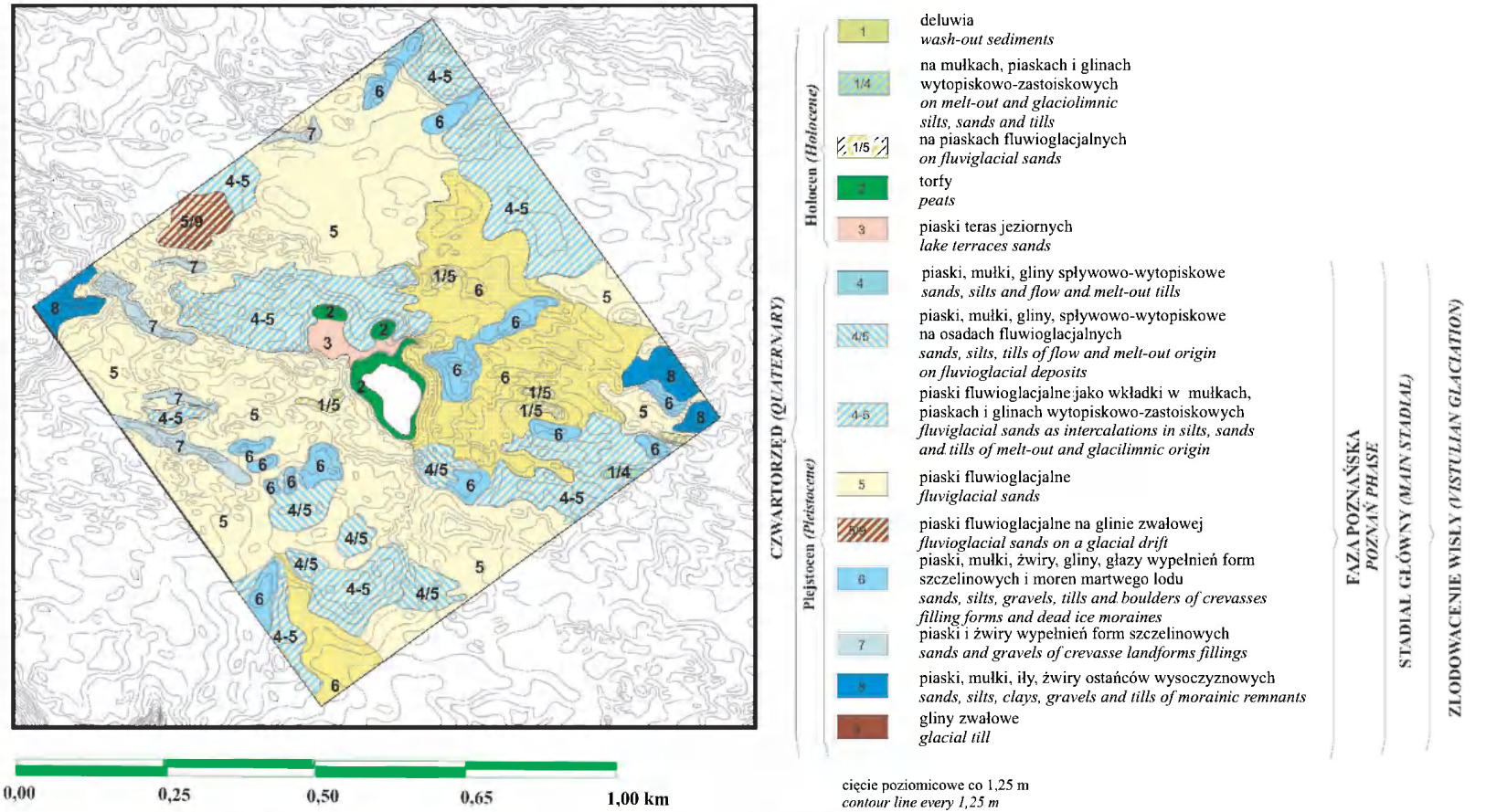
Wytapianie się brył martwego lodu zachodziło równocześnie z depozycją sandru. Liczne i rozległe bryły lodu powodowały zróżnicowanie hipsometryczne. Najwyższa wysokość sandru osiąga ok. 118 m n.p.m. Względne różnice wysokości na obszarze sandru mogą dochodzić do 8 m na przestrzeni 500 m, co daje spadek 1,6%. Dzięki tak dużym spadkom rozwinęły się drobne dolinki wód

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.6. Mapa geomorfologiczna otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"
Geomorphic map of the vicinity of „Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl


0,00
0,25
0,50
0,65
1,00 km
CZWARTORZĘD (QUATERNARY)
Holocen (Holocene)
Plejstocen (Pleistocene)
deluwia
wash-out sediments
na mułkach, piaskach i glinach wytopiskowo-zastoiskowych
on melt-out and glaciolimnic silts, sands and tills
na piaskach fluwioglacjalnych
on fluviglacial sands
torfy
peats
piaski teras jeziornych
lake terraces sands
piaski, mułki, gliny spływowo-wytopiskowe
sands, silts and flow and melt-out tills
piaski, mułki, gliny, spływowo-wytopiskowe na osadach fluwioglacjalnych
sands, silts, tills of flow and melt-out origin on fluvioglacial deposits
piaski fluwioglacjalne jako wkładki w mułkach, piaskach i glinach wytopiskowo-zastoiskowych
fluviglacial sands as intercalations in silts, sands and tills of melt-out and glacilimnic origin
piaski fluwioglacjalne
fluviglacial sands
piaski fluwioglacjalne na glinie zwałowej
fluvioglacial sands on a glacial drift
piaski, mułki, żwiry, gliny, głazy wypełnień form szczelinowych i moren martwego lodu
sands, silts, gravels, tills and boulders of crevasses filling forms and dead ice moraines
piaski i żwiry wypełnień form szczelinowych
sands and gravels of crevasse landforms fillings
piaski, mułki, iły, żwiry ostańców wysoczyznowych
sands, silts, clays, gravels and tills of morainic remnants
gliny zwałowe
glacial till
FAZA POZNAŃSKA
POZNAŃ PHASE
STADIAL GŁÓWNY (MAIN STADIAL)
ZLODOWACENIE WISŁY (VISTULIAN GLACIATION)
cięcie poziomicowe co 1,25 m
contour line every 1,25 m

Ryc. 3.7. Mapa geologiczna otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"
Geological setting of „Lake Martwe" reserve

http://rcin.org.pl

roztopowych kierujące się generalnie z zachodu na wschód. Zasadniczo poziom sandrowy jest rozwinięty na wysokości około 115–116 m n.p.m. w części zachodniej i 115–113 m n.p.m. w części wschodniej. Urozmaicony jest licznymi wytopiskami zróżnicowanej wielkości, których dno może schodzić kilka metrów poniżej zasadniczego poziomu sandrowego. Największe wytopisko związane jest z Jeziorem Martwym. Ma ono ok. 400 m długości, 150 m szerokości i 3–6 m głębokości licząc do tafli jeziora, lub 13 m głębokości licząc do mineralnego dna jeziora. Sandr zbudowany jest głównie z dobrze wysortowanych piasków średnich z licznymi wkładkami bardzo zróżnicowanych osadów wytopiskowo-zastoiskowych (gliny, mułki, iły, piaski mułkowate).

W dnie tego wytopiska, na północno-zachodnim krańcu jeziora, ukształtowała się niewielka terasa jeziorna na wysokości ok. 112 m n.p.m. Ma ona zaledwie kilkadziesiąt metrów szerokości. Zbudowana jest z przesortowanych przez falowanie piasków poziomu sandrowego.

Najmłodszym elementem rzeźby są równiny biogeniczne wokół Jeziora Martwego. Położone są na wysokości 109–110 m n.p.m. Tworzą wąską, najwyżej kilkunastometrową obwódkę wokół jeziora, oraz pojedyncze zagłębienia w dnie wytopiska. Zbudowane są z torfów florystycznie odpowiadających zbiorowiskom torfowisk wysokich.

3.6. STRATYGRAFIA OSADÓW WYDZIELONYCH NA MAPIE GEOLOGICZNEJ

W opracowaniu stratygrafii osadów oparto się głównie na Objaśnieniach do *Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000* arkusz Osie (Prussak i in. 2006). Na podstawie wyżej wymiennej mapy oraz analizy wierceń własnych (ryc. 3.8, 4.9), analizy rzeźby i odsłonięć proponowany jest następujący podział stratygraficzny:

CZWARTORZĘD

PLEJSTOCEN

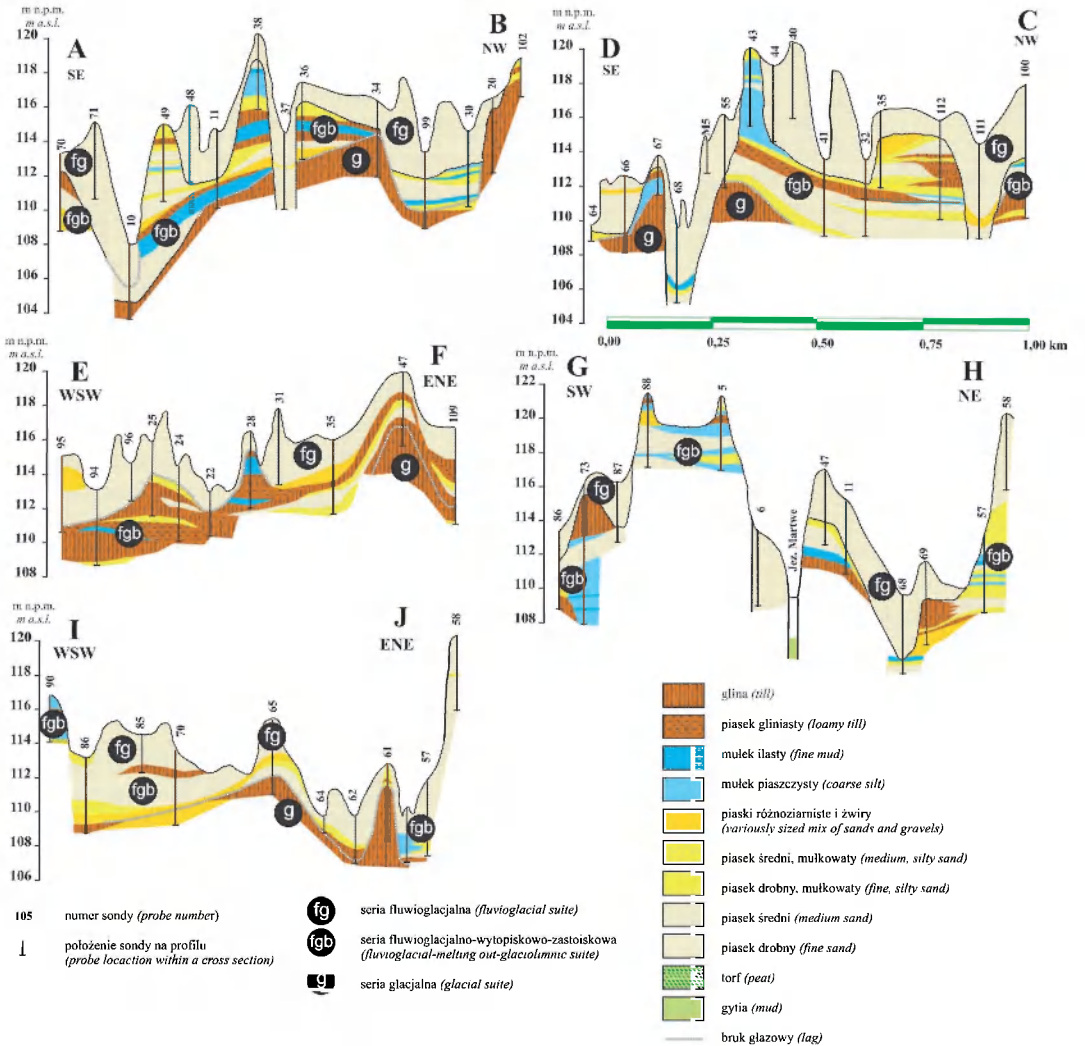
ZLODOWACENIE WISŁY

STADIAŁ GŁÓWNY

FAZA POZNAŃSKA

Gliny zwałowe. W badanym obszarze bez szczegółowych badań trudno odróżnić gliny spływowe od glin związanych z depozycją w stopie lądolodu, a więc *lodgment* czy *deformation till*. Na podstawie sytuacji morfologicznej i wierceń zdaje się jednak, że gliny tego typu występują w północno-zachodniej części badanego obszaru pod niewielkim przykryciem osadów sandrowych. Ich strop sięga wysokości ok. 118–119 m n.p.m. Mają dość zróżnicowany charakter litologiczny. Mogą mieć charakter piaszczysty, ilasty lub mułkowaty, zapewne w zależności od tego, po jakich osadach przesuwała się stopa lądolodu w czasie ich depozycji.

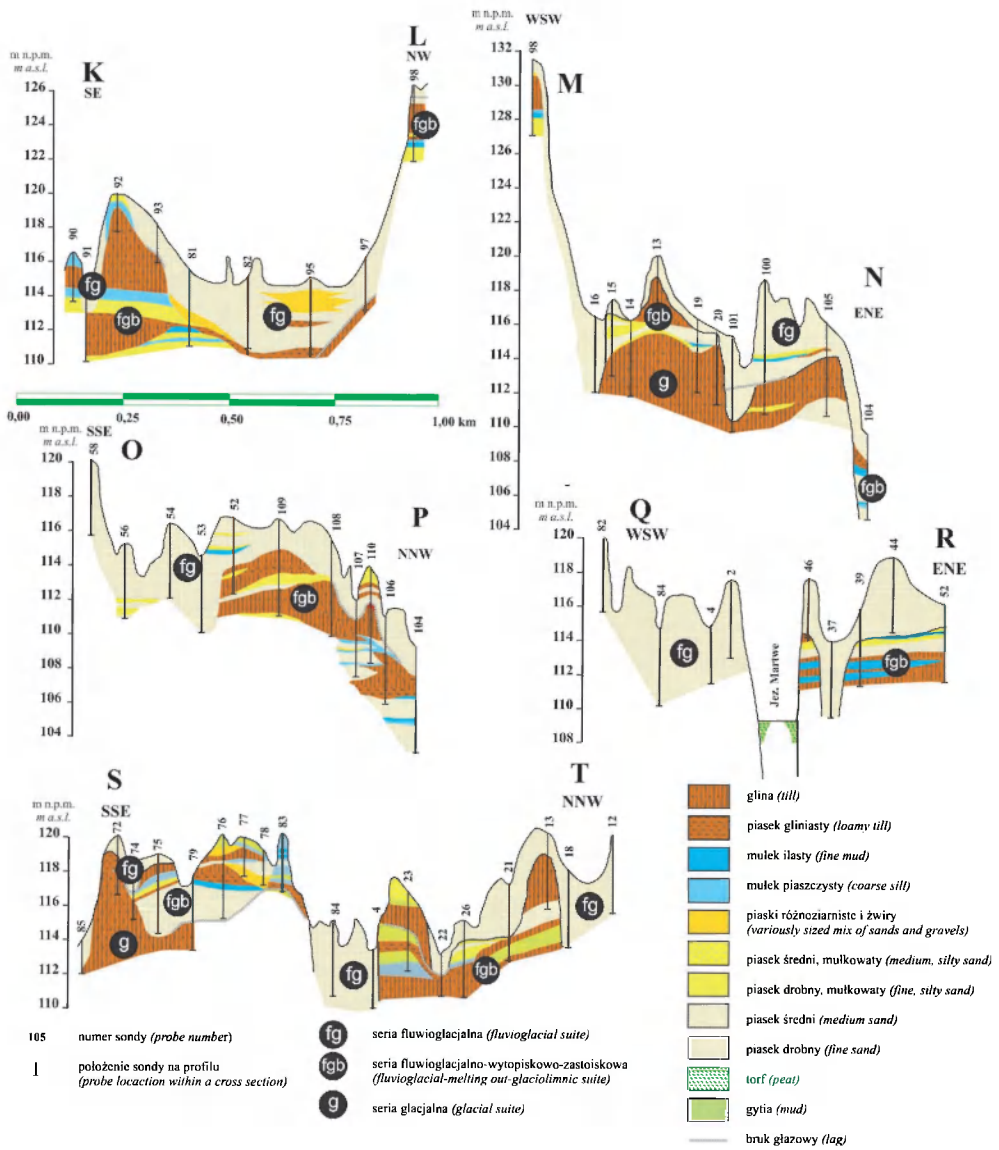
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.8. Przekroje geologiczne przez otoczenie rezerwatu „Jezioro Martwe"

Geological cross sections through the vicinity of „Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.9. Przekroje geologiczne przez otoczenie rezerwatu „Jezioro Martwe"
Geological cross sections through the vicinity of „Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl

Piaski, żwiry mułki, iły i gliny ostańców wysoczyznowych. Duże zróżnicowanie litologiczne opisywanych osadów wskazuje na bogactwo procesów prowadzących do ich powstania. Piaski i żwiry są słabo wysortowane z licznymi wkładkami żwirowymi, świadcząc, że ich depozycja następowała w warunkach nieskrępowanego odpływu wód roztopowych. Obecność mułków, a nawet laminowanych iłów wskazuje na krótkotrwałe epizody zastoiskowe. Mułki piaszczyste z kolei mogą świadczyć o krótkotrwałej intensywnej dostawie zawiesiny w wyniku działania prądów gęstościowych wkraczających do zbiornika glacilimnicznego; wkładki gliniaste i bryłki redeponowanego iłu zastoiskowego świadczą o obecności spływów gliniastych i osuwiskach występujących w obrębie tych form.

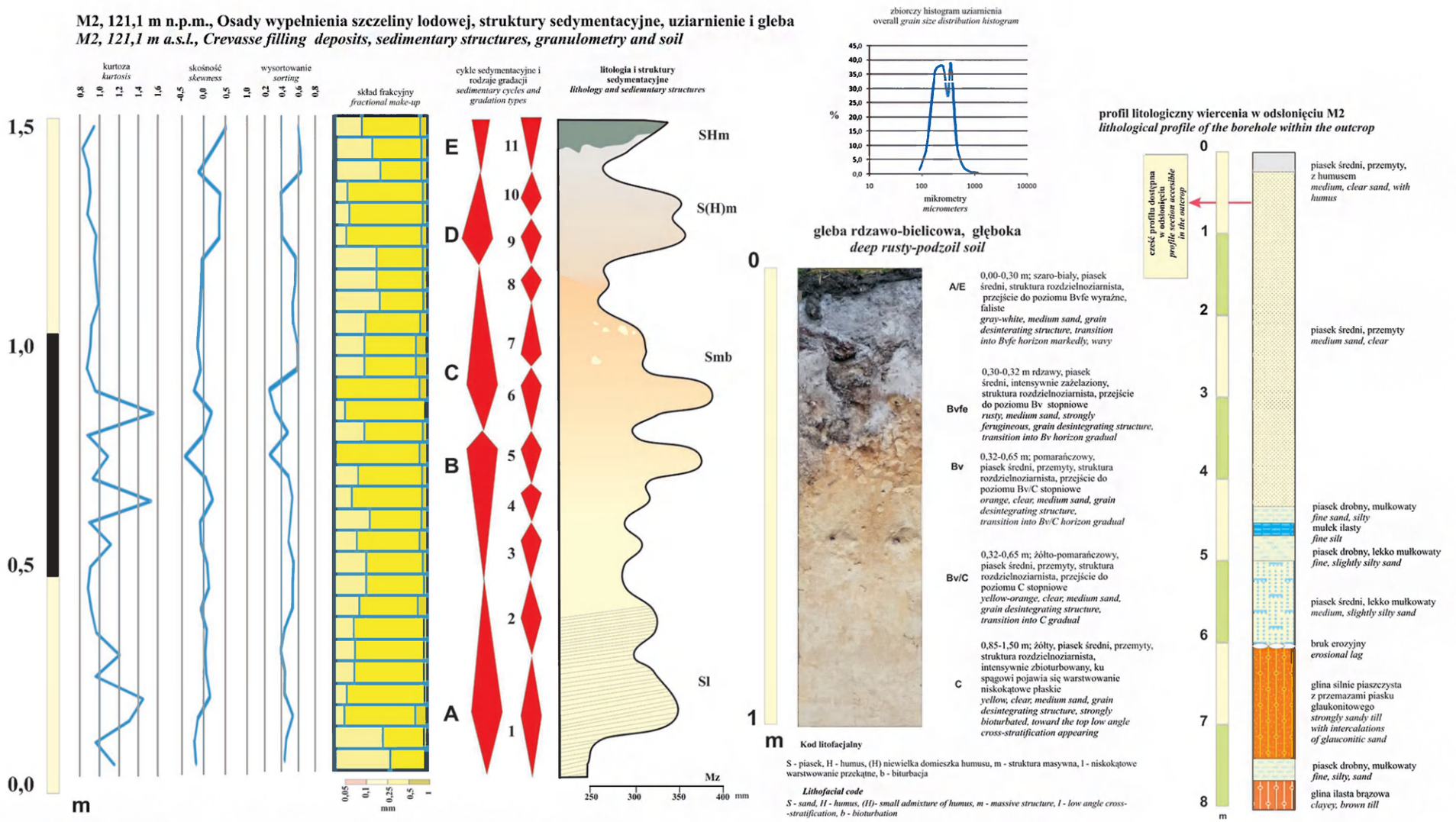
Piaski i żwiry wypełnień form szczelinowych. Są to różnego rodzaju piaski przemyte, w większości różnoziarniste i żwiry drobne z piaskiem. Mają one bardzo słabe wysortowanie i świadczą o bardzo wysokiej kompetencji wód fluwioglacjalnych. Osady te dotyczą dawnych szczelin lodowych, w których nie następowało okresowe tamowanie przepływu wód roztopowych. Struktury sedymentacyjne, z dominacją niskokątowych, wskazują na liczne wysokoenergetyczne zalewy warstwowe. Szczegółowe badania teksturalne tych osadów przeprowadzono w stanowisku M2 (ryc. 3.10).

Analizy histogramu uziarnienia wykazały istnienie dwu wartości modalnych z maksimami około 210, 360 i 700 μm oraz minimami około 310 i 650 μm. W osadach tego typu występuje prawie wyłącznie gradacja symetryczna o miąższości od 10 do 40 cm w cyklach niższego rzędu i 40 do 50 cm w cyklach wyższego rzędu. Wysortowanie w większości przypadków wykazywało wartość 0,5 do 0,6, od czasu do czasu osiągając wartość około 0,25. Skośność oscylowała wokół wartości 0,0 od czasu do czasu wychylając się w stronę wartości ujemnych do -0,5 i dodatnich do 0,5. Kurtoza średnio osiągała wartość około 0,9 kilkakrotnie wychylając się do wartości 1,6.

Uzyskane dane wskazują, że depozycja odbywała się w sposób ciągły, rządzony ilością przepływającej wody, na co wskazuje absolutna dominacja gradacji symetrycznych. Erozja i akumulacja były zrównoważone, co widać w wartościach skośności zbliżonych do 0. Dość dobre wysortowanie wskazuje na w miarę ustabilizowany, stały reżim przepływu. Mieszanie frakcji występowało, ale stosunkowo mniej intensywnie niż w przypadku innych zbadanych osadów.

Piaski, mułki, żwiry, gliny, głazy wypełnień form szczelinowych. Jest to najbardziej zróżnicowana litologicznie grupa osadów. Budują je żwiry drobne i średnie, piaski, przeważnie różnoziarniste, piaski gliniaste i mułkowate, mułki piaszczyste i ilaste, iły i gliny spływowe od silnie piaszczystych lub mułkowatych do silnie ilastych. Tworzyły się one w niewielkich przetainach lodowych i szczelinach z utrudnionym przepływem wód roztopowych. Materiał gliniasty pochodzi z obsuwania się grawitacyjnych spływów gliniastych po krawędziach brył martwego lodu. Materiał żwirowy powstał w czasie okresowego udrożnienia szczelin lodowych. Materiał mułkowy powstawał w czasie zablokowania tych szczelin.

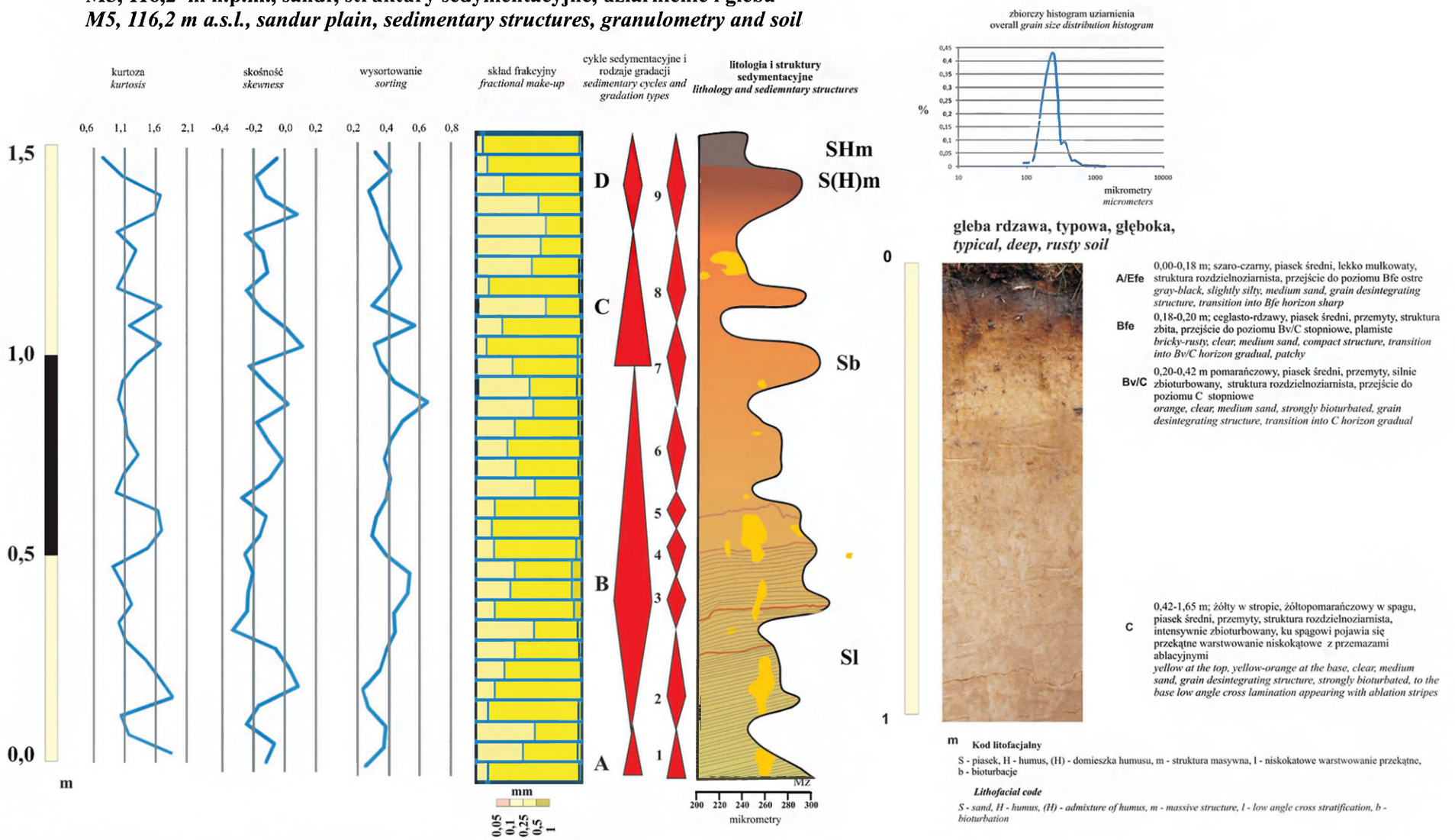
http://rcin.org.pl


M2, 121,1 m n.p.m., Osady wypełnienia szczeliny lodowej, struktury sedymentacyjne, uziarnienie i gleba
M2, 121,1 m a.s.l., Crevasse filling deposits, sedimentary structures, granulometry and soil
kurtoza
kurtosis
skośność
skewness
wysortowanie
sorting
skład frakcyjny
fractional make-up
cykle sedymentacyjne i rodzaje gradacji
sedimentary cycles and gradation types
litologia i struktury sedymentacyjne
lithology and sedimentary structures
SHm
S(H)m
Smb
Sl
Mz
E
D
C
B
A
m
mm
zbiorczy histogram uziarnienia
overall grain size distribution histogram
%
mikrometry
micrometers
gleba rdzawo-bielicowa, głęboka
deep rusty-podzoil soil
A/E
0,00-0,30 m; szaro-biały, piasek średni, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bvfe wyraźne, faliste
gray-white, medium sand, grain desinterating structure, transition into Bvfe horizon markedly, wavy
Bvfe
0,30-0,32 m rdzawy, piasek średni, intensywnie zażelaziony, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bv stopniowe
rusty, medium sand, strongly ferugineous, grain desintegrating structure, transition into Bv horizon gradual
Bv
0,32-0,65 m; pomarańczowy, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bv/C stopniowe
orange, clear, medium sand, grain desintegrating structure, transition into Bv/C horizon gradual
Bv/C
0,32-0,65 m; żółto-pomarańczowy, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu C stopniowe
yellow-orange, clear, medium sand, grain desintegrating structure, transition into C gradual
C
0,85-1,50 m; żółty, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, intensywnie zbioturbowany, ku spągowi pojawia się warstwowanie niskokątowe płaskie
yellow, clear, medium sand, grain desintegrating structure, strongly bioturbated, toward the top low angle cross-stratification appearing
Kod litofacjalny
S - piasek, H - humus, (H) niewielka domieszka humusu, m - struktura masywna, l - niskokątowe warstwowanie przekątne, b - biturbacja
Lithofacial code
S - sand, H - humus, (H)- small admixture of humus, m - massive structure, l - low angle cross-stratification, b - bioturbation
profil litologiczny wiercenia w odsłonięciu M2
lithological profile of the borehole within the outcrop
część profilu dostępna w odsłonięciu
profile section accessible in the outcrop
piasek średni, przemyty, z humusem
medium, clear sand, with humus
piasek średni, przemyty
medium sand, clear
piasek drobny, mułkowaty
fine sand, silty
mułek ilasty
fine silt
piasek drobny, lekko mułkowaty
fine, slightly silty sand
piasek średni, lekko mułkowaty
medium, slightly silty sand
bruk erozyjny
erosional lag
glina silnie piaszczysta z przemazami piasku glaukonitowego
strongly sandy till with intercalations of glauconitic sand
piasek drobny, mułkowaty
fine, silty, sand
glina ilasta brązowa
clayey, brown till

Ryc. 3.10. Struktury depozycyjne, uziarnienie, cechy glebowe we wkopie M2

Depositional structures, granulometry and soil properties in an outcrop M2

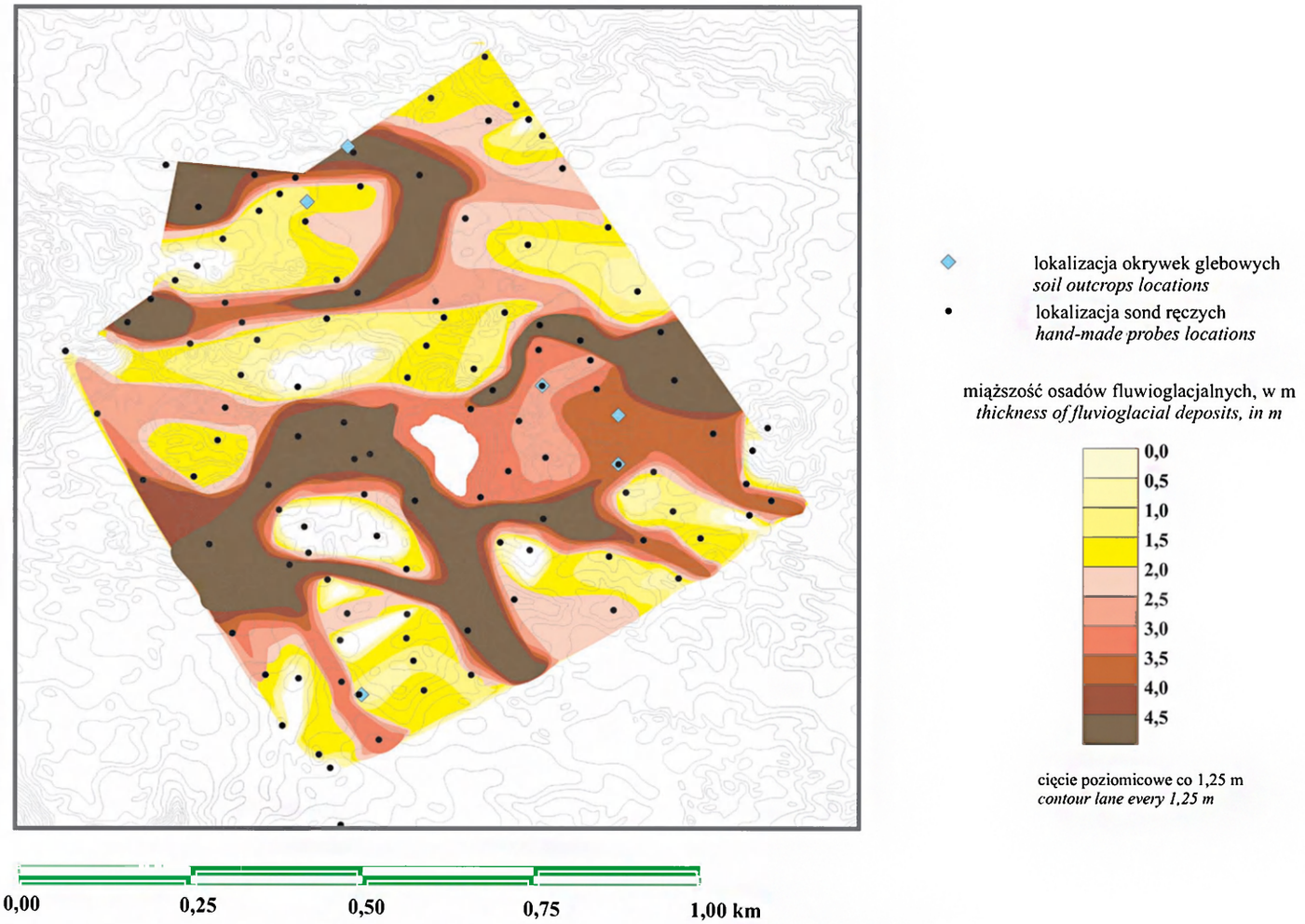
http://rcin.org.pl


M5, 116,2 m n.p.m., sandr, struktury sedymentacyjne, uziarnienie i gleba
M5, 116,2 m a.s.l., sandur plain, sedimentary structures, granulometry and soil
kurtoza
kurtosis
skośność
skewness
wysortowanie
sorting
skład frakcyjny
fractional make-up
cykle sedymentacyjne i rodzaje gradacji
sedimentary cycles and gradation types
litologia i struktury sedymentacyjne
lithology and sediemntary structures
0,6 1,1 1,6 2,1
-0,4 -0,2 0,0 0,2
0,2 0,4 0,6 0,8
1,5
1,0
0,5
0,0
m
mm
0,05 0,1 0,25 0,5 1
D
C
B
A
9 8 7 6 5 4 3 2 1
SHm
S(H)m
Sb
Sl
MZ
200 220 240 260 280 300
mikrometry
zbiorczy histogram uziarnienia
overall grain size distribution histogram
%
0,45 0,4 0,35 0,3 0,25 0,2 0,15 0,1 0,05 0
10 100 1000 10000
mikrometry
micrometers
gleba rdzawa, typowa, głęboka,
typical, deep, rusty soil
0
1
A/Efe 0,00-0,18 m; szaro-czarny, piasek średni, lekko mułkowaty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bfe ostre
gray-black, slightly silty, medium sand, grain desintegrating structure, transition into Bfe horizon sharp
Bfe 0,18-0,20 m; ceglasto-rdzawy, piasek średni, przemyty, struktura zbita, przejście do poziomu Bv/C stopniowe, plamiste
bricky-rusty, clear, medium sand, compact structure, transition into Bv/C horizon gradual, patchy
Bv/C 0,20-0,42 m pomarańczowy, piasek średni, przemyty, silnie zbioturbowany, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu C stopniowe
orange, clear, medium sand, strongly bioturbated, grain desintegrating structure, transition into C horizon gradual
C 0,42-1,65 m; żółty w stropie, żółtopomarańczowy w spagu, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, intensywnie zbioturbowany, ku spągowi pojawia się przekątne warstwowanie niskokątowe z przemazami ablacyjnymi
yellow at the top, yellow-orange at the base, clear, medium sand, grain desintegrating structure, strongly bioturbated, to the base low angle cross lamination appearing with ablation stripes
m
Kod litofacjalny
S - piasek, H - humus, (H) - domieszka humusu, m - struktura masywna, l - niskokatowe warstwowanie przekątne, b - bioturbacje
Lithofacial code
S - sand, H - humus, (H) - admixture of humus, m - massive structure, l - low angle cross stratification, b - bioturbation

Ryc. 3.11. Struktury depozycyjne, uziarnienie, cechy glebowe we wkopie M5

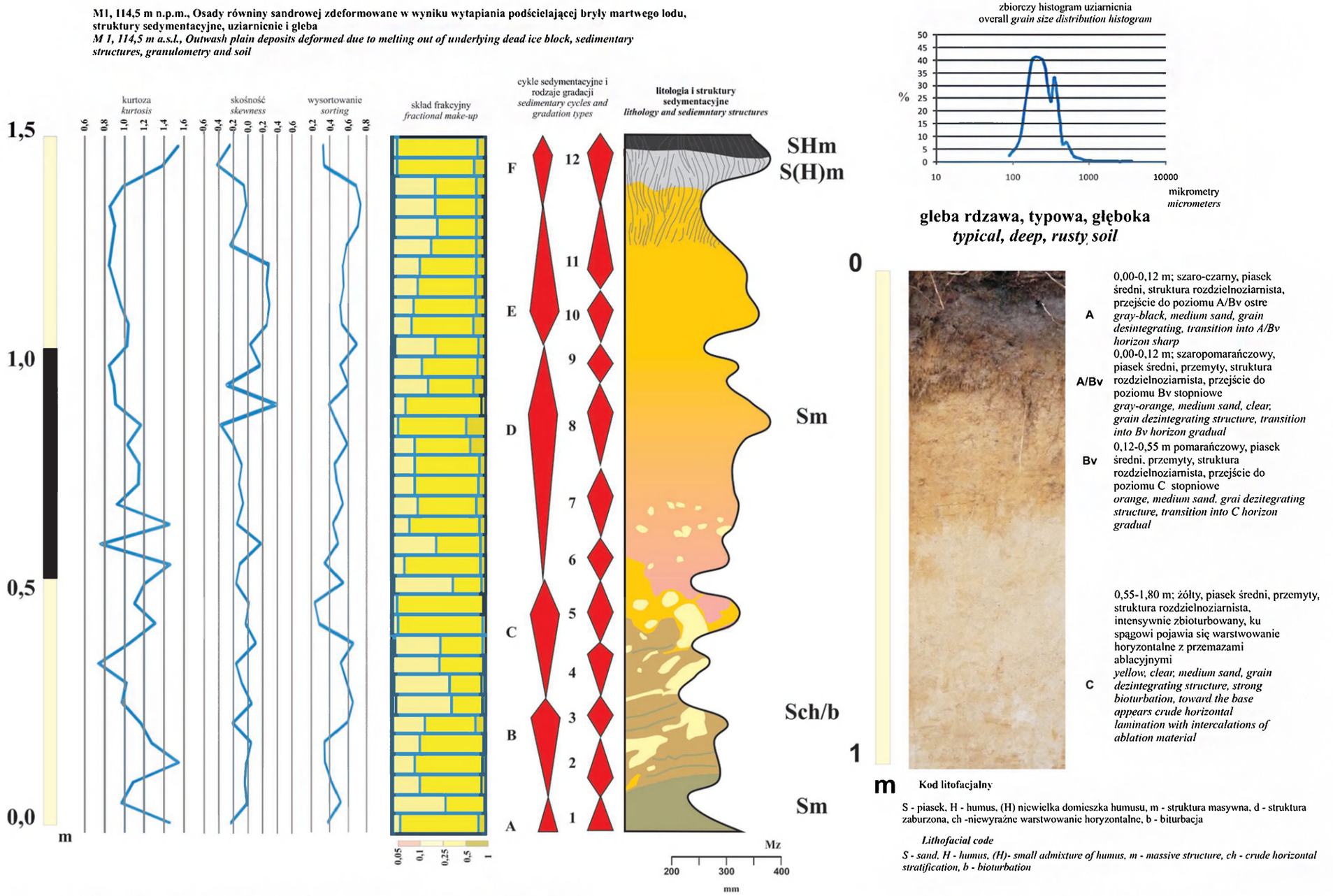
Depositional structures, granulometry and soil properties in an outcrop M5

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.12. Mapa miąższości osadów fluwioglacjalnych w otoczeniu rezerwatu „Jezioro Martwe"
Thickness map of fluvioglacial deposits in the vicinity of „Martwe Lake" reserve

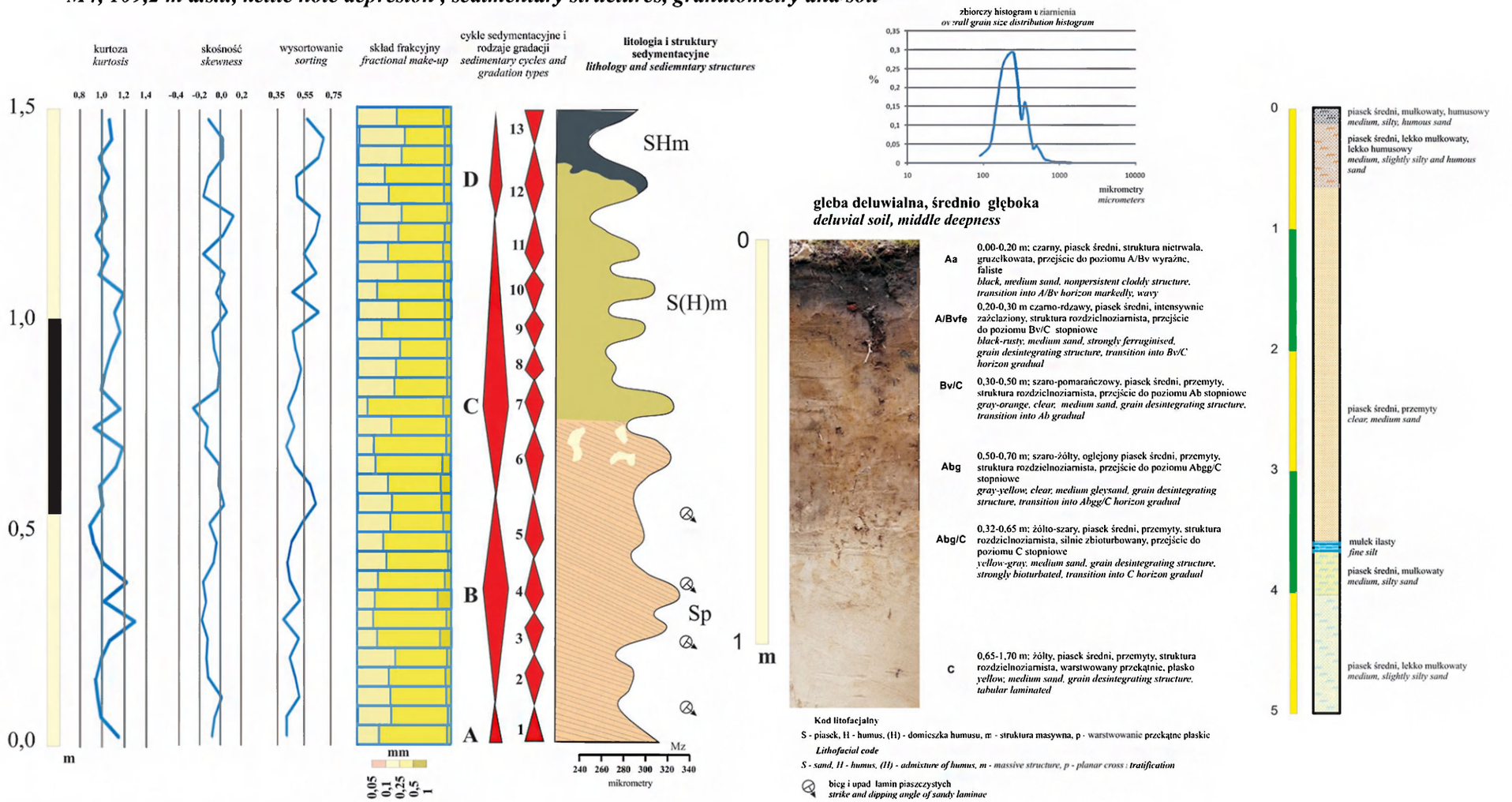
http://rcin.org.pl


M1, 114,5 m n.p.m., Osady równiny sandrowej zdeformowane w wyniku wytapiania podścielającej bryły martwego lodu, struktury sedymentacyjne, uziarnicnie i gleba
M 1, 114,5 m a.s.l., Outwash plain deposits deformed due to melting out of underlying dead ice block, sedimentary structures, granulometry and soil
kurtoza
kurtosis
skośność
skewness
wysortowanie
sorting
skład frakcyjny
fractional make-up
cykle sedymentacyjne i rodzaje gradacji
sedimentary cycles and gradation types
litologia i struktury sedymentacyjne
lithology and sediemntary structures
1,5
1,0
0,5
0,0
m
F
E
D
C
B
A
SHm
S(H)m
Sm
Sch/b
Sm
Mz
mm
zbiorczy histogram uziarnienia
overall grain size distribution histogram
%
mikrometry
micrometers
gleba rdzawa, typowa, głęboka
typical, deep, rusty soil
0
1
m
A
0,00-0,12 m; szaro-czarny, piasek średni, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu A/Bv ostre
gray-black, medium sand, grain desintegrating, transition into A/Bv horizon sharp
A/Bv
0,00-0,12 m; szaropomarańczowy, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bv stopniowe
gray-orange, medium sand, clear, grain dezintegrating structure, transition into Bv horizon gradual
Bv
0,12-0,55 m pomarańczowy, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu C stopniowe
orange, medium sand, grai dezitegrating structure, transition into C horizon gradual
C
0,55-1,80 m; żółty, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, intensywnie zbioturbowany, ku spągowi pojawia się warstwowanie horyzontalne z przemazami ablacyjnymi
yellow, clear, medium sand, grain dezintegrating structure, strong bioturbation, toward the base appears crude horizontal lamination with intercalations of ablation material
Kod litofacjalny
S - piasek, H - humus, (H) niewielka domieszka humusu, m - struktura masywna, d - struktura zaburzona, ch -niewyraźne warstwowanie horyzontalne, b - biturbacja
Lithofacial code
S - sand, H - humus, (H)- small admixture of humus, m - massive structure, ch - crude horizontal stratification, b - bioturbation

Ryc. 3.13. Struktury depozycyjne, uziarnienie, cechy glebowe we wkopie M1
Depositional structures, granulometry and soil properties in an outcrop M1

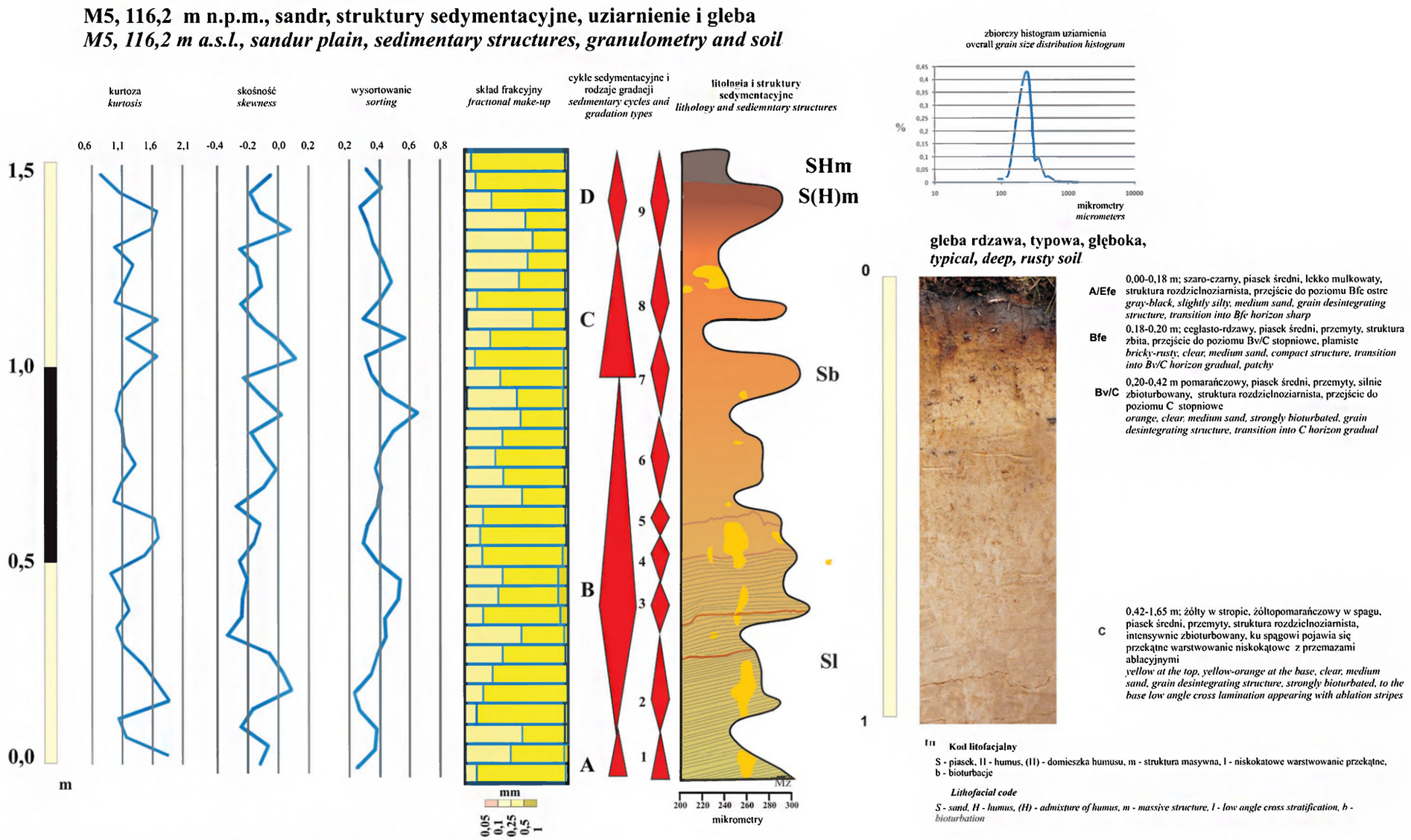
http://rcin.org.pl

M4, 109,2 m n.p.m., obniżenie wytopiskowe, struktury sedymentacyjne, uziarnienie i gleba
M4, 109,2 m a.s.l., kettle hole depresion , sedimentary structures, granulometry and soil


kurtoza
kurtosis
skośność
skewness
wysortowanie
sorting
skład frakcyjny
fractional make-up
cykle sedymentacyjne i rodzaje gradacji
sedimentary cycles and gradation types
litologia i struktury sedymentacyjne
lithology and sediemntary structures
0,8 1,0 1,2 1,4
-0,4 -0,2 0,0 0,2
0,35 0,55 0,75
1,5
1,0
0,5
0,0
m
mm
0,05 0,1 0,25 0,5 1
D
C
B
A
13 12 11 10 9 8 7 6 5 4 3 2 1
SHm
S(H)m
Sp
Mz
240 260 280 300 320 340
mikrometry
zbiorczy histogram uziarnienia
overall grain size distribution histogram
0,35 0,3 0,25 0,2 0,15 0,1 0,05 0
%
10 100 1000 10000
mikrometry
micrometers
gleba deluwialna, średnio głęboka
deluvial soil, middle deepness
0
1
m
Aa
0.00-0.20 m; czarny, piasek średni, struktura nietrwała, gruzełkowata, przejście do poziomu A/Bv wyraźne, faliste
black, medium sand, nonpersistent cloddy structure, transition into A/Bv horizon markedly, wavy
A/Bvfe
0,20-0,30 m czarno-rdzawy, piasek średni, intensywnie zażelaziony, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bv/C stopniowe
black-rusty, medium sand, strongly ferruginised, grain desintegrating structure, transition into Bv/C horizon gradual
Bv/C
0,30-0,50 m; szaro-pomarańczowy, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Ab stopniowe
gray-orange, clear, medium sand, grain desintegrating structure, transition into Ab gradual
Abg
0.50-0.70 m; szaro-żółty, oglejony piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Abgg/C stopniowe
gray-yellow, clear, medium gleysand, grain desintegrating structure, transition into Abgg/C horizon gradual
Abg/C
0,32-0,65 m; żółto-szary, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, silnie zbioturbowany, przejście do poziomu C stopniowe
yellow-gray, medium sand, grain desintegrating structure, strongly bioturbated, transition into C horizon gradual
C
0,65-1,70 m; żółty, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, warstwowany przekątnie, płasko
yellow, medium sand, grain desintegrating structure, tabular laminated
Kod litofacjalny
S - piasek, H - humus, (H) - domieszka humusu, m - struktura masywna, p - warstwowanie przekątne płaskie
Lithofacial code
S - sand, H - humus, (H) - admixture of humus, m - massive structure, p - planar cross stratification
bieg i upad lamin piaszczystych
strike and dipping angle of sandy laminae
0 1 2 3 4 5
piasek średni, mułkowaty, humusowy
medium, silty, humous sand
piasek średni, lekko mułkowaty, lekko humusowy
medium, slightly silty and humous sand
piasek średni, przemyty
clear, medium sand
mułek ilasty
fine silt
piasek średni, mułkowaty
medium, silty sand
piasek średni, lekko mułkowaty
medium, slightly silty sand

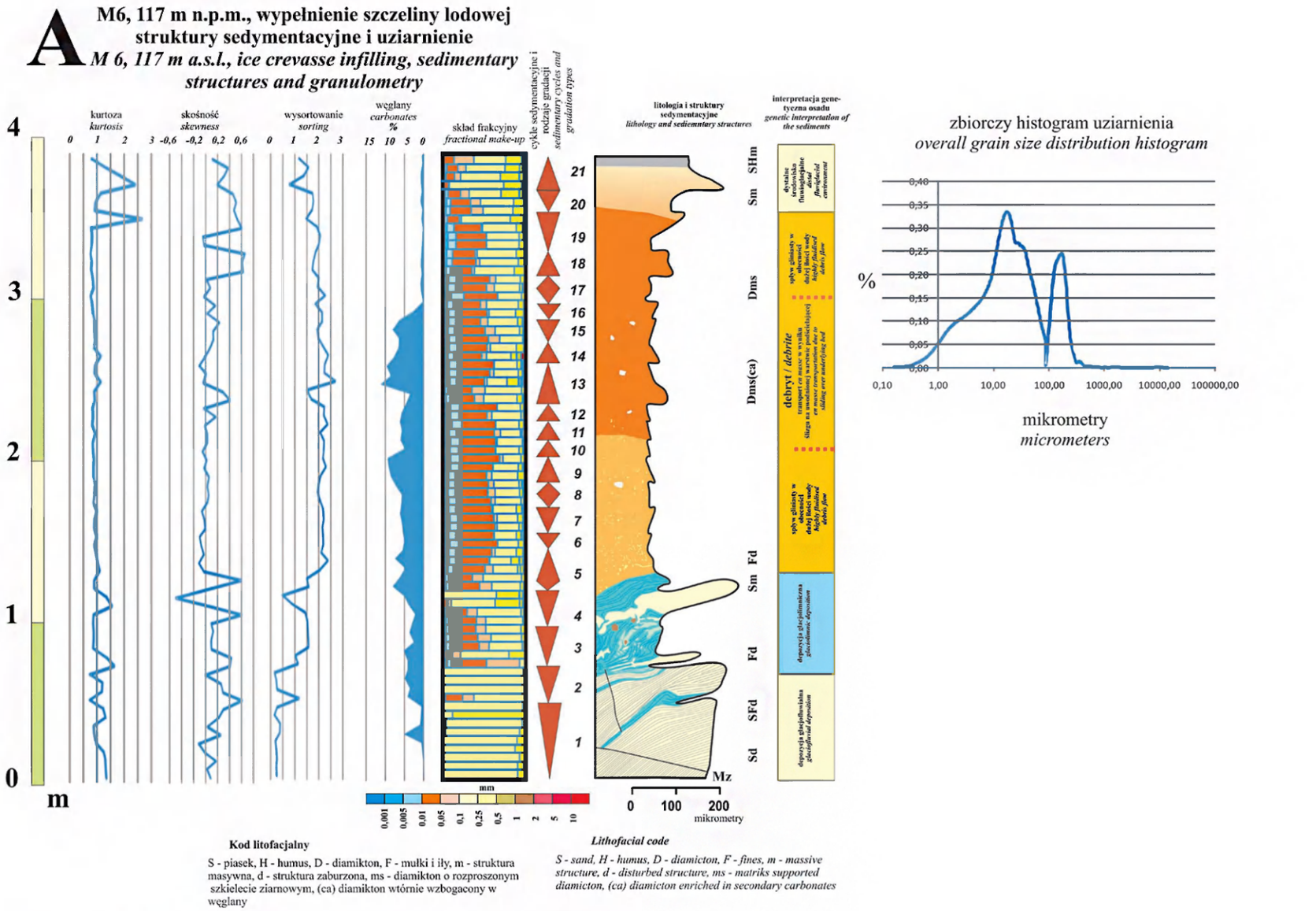
Ryc. 3.14. Struktury depozycyjne, uziarnienie, cechy glebowe we wkopie M4
Depositional structures, granulometry and soil properties in an outcrop M4

http://rcin.org.pl


M5, 116,2 m n.p.m., sandr, struktury sedymentacyjne, uziarnienie i gleba
M5, 116,2 m a.s.l., sandur plain, sedimentary structures, granulometry and soil
kurtoza
kurtosis
skośność
skewness
wysortowanie
sorting
skład frakcyjny
fractional make-up
cykle sedymentacyjne i rodzaje gradacji
sedimentary cycles and gradation types
litologia i struktury sedymentacyjne
lithology and sediemntary structures
0,6 1,1 1,6 2,1
-0,4 -0,2 0,0 0,2
0,2 0,4 0,6 0,8
1,5
1,0
0,5
0,0
m
mm
0,05 0,1 0,25 0,5 1
D
C
B
A
9 8 7 6 5 4 3 2 1
SHm
S(H)m
Sb
Sl
MZ
200 220 240 260 280 300
mikrometry
zbiorczy histogram uziarnienia
overall grain size distribution histogram
%
0,45 0,4 0,35 0,3 0,25 0,2 0,15 0,1 0,05 0
10 100 1000 10000
mikrometry
micrometers
gleba rdzawa, typowa, głęboka,
typical, deep, rusty soil
0
1
A/Efe 0,00-0,18 m; szaro-czarny, piasek średni, lekko mulkowaty, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu Bfe ostre
gray-black, slightly silty, medium sand, grain desintegrating structure, transition into Bfe horizon sharp
Bfe 0,18-0,20 m; ceglasto-rdzawy, piasek średni, przemyty, struktura zbita, przejście do poziomu Bv/C stopniowe, plamiste
bricky-rusty, clear, medium sand, compact structure, transition into Bv/C horizon gradual, patchy
Bv/C 0,20-0,42 m pomarańczowy, piasek średni, przemyty, silnie zbioturbowany, struktura rozdzielnoziarnista, przejście do poziomu C stopniowe
orange, clear, medium sand, strongly bioturbated, grain desintegrating structure, transition into C horizon gradual
C 0,42-1,65 m; żółty w stropie, żółtopomarańczowy w spagu, piasek średni, przemyty, struktura rozdzielnoziarnista, intensywnie zbioturbowany, ku spągowi pojawia się przekątne warstwowanie niskokątowe z przemazami ablacyjnymi
yellow at the top, yellow-orange at the base, clear, medium sand, grain desintegrating structure, strongly bioturbated, to the base low angle cross lamination appearing with ablation stripes
Kod litofacjalny
S - piasek, H - humus, (H) - domieszka humusu, m - struktura masywna, l - niskokatowe warstwowanie przekątne, b - bioturbacje
Lithofacial code
S - sand, H - humus, (H) - admixture of humus, m - massive structure, l - low angle cross stratification, b - bioturbation

Ryc. 3.15. Struktury depozycyjne, uziarnienie, cechy glebowe we wkopie M5
Depositional structures, granulometry and soil properties in an outcrop M5

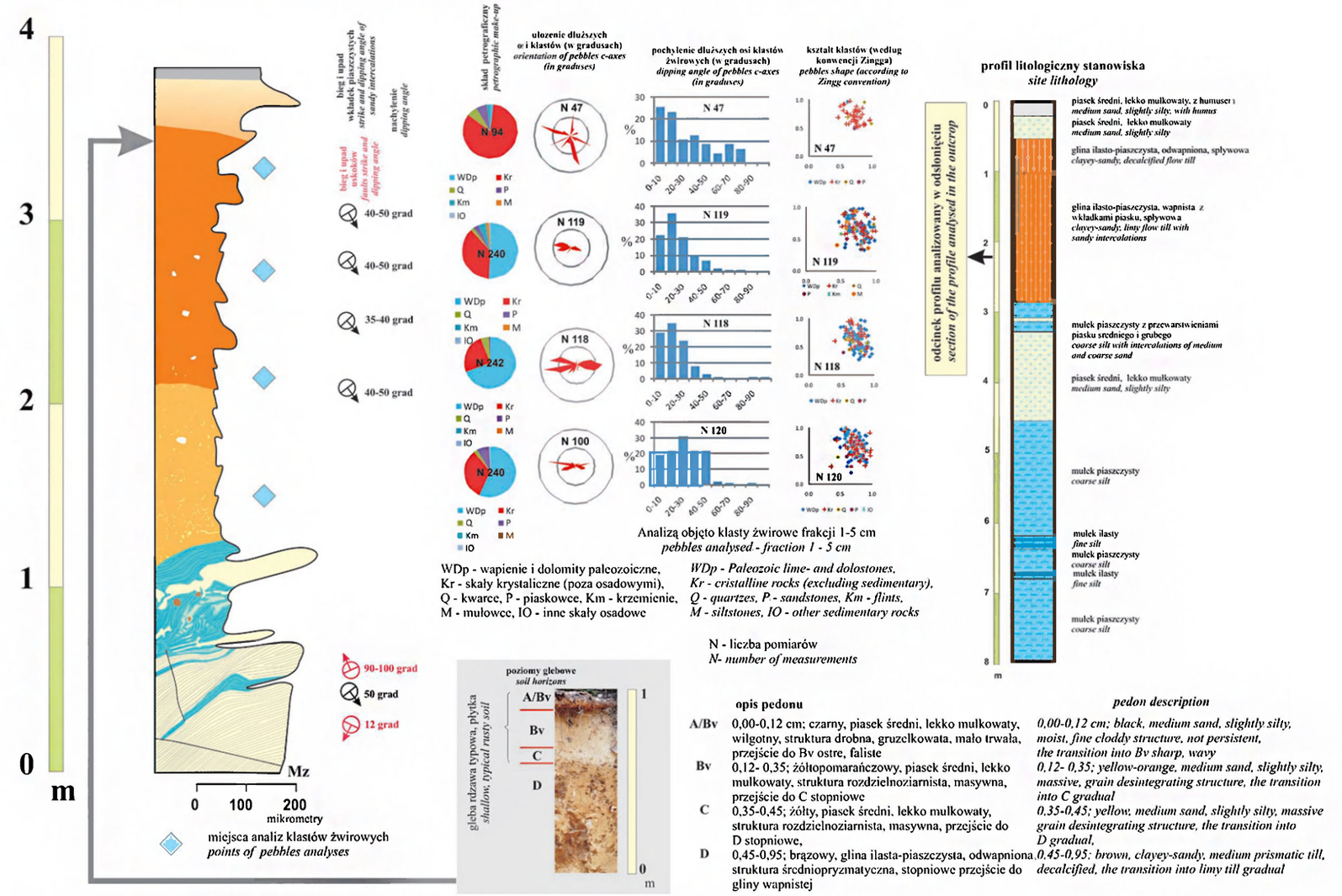
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.16. Struktury depozycyjne, uziarnienie, cechy glebowe we wkopie M6

Depositional structures, granulometry and soil properties in an outcrop M6

http://rcin.org.pl


B
M6, 117 m n.p.m., wypełnienie szczeliny lodowej, orientacja klastów, petrografia i gleba
M 6, 117 m a.s.l., ice crevasse infillinge, pebble orientation, petrography and soil
4
3
2
1
0
m
Mz
0 100 200
mikrometry
miejsca analiz klastów żwirowych
points of pebbles analyses
bieg i upad wkładek piaszczystych
strike and dipping angle of sandy intercalations
nachylenie
dipping angle
bieg i upad uskoków
faults strike and dipping angle
40-50 grad
40-50 grad
35-40 grad
40-50 grad
90-100 grad
50 grad
12 grad
skład petrograficzny
petrographic make-up
ułożenie dłuższych
osi klastów (w gradusach)
orientation of pebbles c-axes
(in graduses)
pochylenie dłuższych osi klastów
żwirowych (w gradusach)
dipping angle of pebbles c-axes
(in graduses)
kształt klastów (według
konwencji Zingga)
pebbles shape (according to
Zingg convention)
N 94
N 47
N 240
N 119
N 242
N 118
N 240
N 100
N 120
WDp
Kr
Q
P
Km
M
IO
Analizą objęto klasty żwirowe frakcji 1-5 cm
pebbles analysed - fraction 1 - 5 cm
WDp - wapienie i dolomity paleozoiczne,
Kr - skały krystaliczne (poza osadowymi),
Q - kwarce, P - piaskowce, Km - krzemienie,
M - mułowce, IO - inne skały osadowe
WDp - Paleozoic lime- and dolostones,
Kr - cristalline rocks (excluding sedimentary),
Q - quartzes, P - sandstones, Km - flints,
M - siltstones, IO - other sedimentary rocks
N - liczba pomiarów
N- number of measurements
profil litologiczny stanowiska
site lithology
odcinek profilu analizowany w odsłonięciu
section of the profile analysed in the outcrop
piasek średni, lekko mułkowaty, z humusem
medium sand, slightly silty, with humus
piasek średni, lekko mułkowaty
medium sand, slightly silty
glina ilasto-piaszczysta, odwapniona, spływowa
clayey-sandy, decalcified flow till
glina ilasto-piaszczysta, wapnista z wkładkami piasku, spływowa
clayey-sandy; limy flow till with sandy intercalations
mułek piaszczysty z przewarstwieniami piasku średniego i grubego
coarse silt with intercalations of medium and coarse sand
piasek średni, lekko mułkowaty
medium sand, slightly silty
mułek piaszczysty
coarse silt
mułek ilasty
fine silt
mułek piaszczysty
coarse silt
mułek ilasty
fine silt
mułek piaszczysty
coarse silt
poziomy glebowe
soil horizons
gleba rdzawa typowa, płytka
shallow, typical rusty soil
A/Bv
Bv
C
D
1
0
m
opis pedonu
pedon description
A/Bv 0,00-0,12 cm; czarny, piasek średni, lekko mułkowaty, wilgotny, struktura drobna, gruzełkowata, mało trwała, przejście do Bv ostre, faliste
0,00-0,12 cm; black, medium sand, slightly silty, moist, fine cloddy structure, not persistent, the transition into Bv sharp, wavy
Bv 0,12- 0,35; żółtopomarańczowy, piasek średni, lekko mułkowaty, struktura rozdzielnoziarnista, masywna, przejście do C stopniowe
0,12- 0,35; yellow-orange, medium sand, slightly silty, massive, grain desintegrating structure, the transition into C gradual
C 0,35-0,45; żółty, piasek średni, lekko mułkowaty, struktura rozdzielnoziarnista, masywna, przejście do D stopniowe,
0,35-0,45; yellow, medium sand, slightly silty, massive grain desintegrating structure, the transition into D gradual,
D 0,45-0,95; brązowy, glina ilasta-piaszczysta, odwapniona, struktura średniopryzmatyczna, stopniowe przejście do gliny wapnistej
0,45-0,95; brown, clayey-sandy, medium prismatic till, decalcified, the transition into limy till gradual

Ryc. 3.17. Własności petrograficzno-teksturalne glin spływowych w odsłonięciu M6

Petrography and texture of flow tills analyzed in an outcrop M6

http://rcin.org.pl

Piaski fluwioglacjalne poziomu sandrowego. Są to piaski średnioziarniste o bardzo zmiennej miąższości (ryc. 12). Są dobrze i umiarkowanie wysortowane wskazując na dystalną cześć równiny sandrowej (Price 1973; Zieliński 1993) kształtowaną w obecności licznych przeszkód w postaci brył martwego lodu. Analiza mapy miąższości osadów fluwioglacjalnych wskazuje na obecność kiludziesięcio- do 400-metrowej szerokości pozostałości koryt roztokowych o głębokości przekraczającej przynajmniej 5 metrów. Struktury sedymentacyjne i uziarnienie zbadane zostały w stanowiskach M1, M4 i M5 (ryc. 3.11, 3.13, 3.14). Odsłonięte osady zdają się sugerować dominację warstwowań horyzontalnych, aczkolwiek zaburzonych w wyniku dyslokacji związanych z wytapianiem brył martwego lodu. W kształtowaniu tego poziomu brałyby, więc udział częste zalewy warstwowe. W miejscach istnienia dolinek wód roztopowych następowała jednak koncentracja odpływu i przemieszczały się dość duże formy denne w postaci megariplemarków o prostych grzbietach. Mamy tu najprawdopodobniej do czynienia z odsypami poprzecznymi. Dobre wysortowanie osadu może wskazywać wraz ze strukturami sedymentacyjnymi na depozycję, przynajmniej częściowo, w warunkach subakwalnych.

W osadach tych występowała gradacja symetryczna o zestawach rzędu 10–25 cm. Cykle wyższego rzędu również wykazywały cykliczność symetryczną z niewielkim udziałem gradacji normalnej o miąższości od 25 do 90 cm. Analiza histogramu rozkładu uziarnienia wykazała istnienie trzech wartości modalnych z maksimami około 240, 350, 490 μm i minimami około 320 i 460 μm. Wysortowanie było zmienne od około 0,25 do 0,6 z przeciętną około 0,4. Skośność była w przewadze ujemna w zakresie -0,35 do 0,1 rzadko jednak uzyskując wartości większe niż 0,0. Również kurtoza wykazywała znaczną zmienność w zakresie 0,65 do 1,65, z większością wyników zgrupowaną wokół wartości 1,1. Analiza uziarnienia w stanowiskach M1 i M4 wykazała istnienie cyklów gradacji symetrycznej lub nieco pensymetrycznej o miąższości jednostek niższego rzędu wynoszącej 15–30 cm i miąższości jednostek wyższego rzędu wynoszącej 30–50 cm. Wysortowanie wahało się w zakresie 0,25–0,75, skośność -0,4 do 0,4 z większością wyników w zakresie -0,2 do 0,2. Kurtoza mieściła się w przedziale 0,8 do 1,6. Analiza histogramu uziarnienia dla wszystkich próbek z tego odsłonięcia wykazała obecność wartości modalnych w zakresach ok. 200, 380, 500 i 720 μm. Lokalne minima frakcyjne wypadły przy wartościach 320, 450 i 650 μm.

Uzyskane dane wskazują, że piaski fluwioglacjalne deponowane były zarówno w warunkach okresowych, zamierających przepływów (gradacja normalna), jak też w warunkach dłuższego przepływu wody o zmiennym natężeniu (gradacja symetryczna). Zachodziło dość intensywne sortowanie osadu z tym, że części drobne były odprowadzane poza obręb szczelin (ujemna skośność). Energiczne przepływy wody powodowały mieszanie się wcześniej osadzonych materiałów i wielomodalność nowopowstałych. Uzyskane dane wskazują, na dominację cykli symetrycznych, co może wskazywać na ciągłą depozycję regulowaną rytmem ilości przepływającej wody. Wysortowanie jak na osady fluwioglacjalne jest do-

http://rcin.org.pl

bre. W trakcie depozycji dochodziło jednak do mieszania osadów starszych. Osady wykazują dodatnią skośność, w krzywej uziarnienia bardziej rozbudowana jest cześć drobnoziarnista. Akumulacja przeważała nad erozją, w czym znaczny udział miały blokujące swobodny odpływ bryły martwego lodu

Piaski, mułki i gliny spływowo-wytopiskowe. Są to bardzo zróżnicowane osady od piasków różnoziarnistych przez piaski średnie, drobne, przemyte, piaski mułkowate, mułki piaszczyste, ilaste, iły i gliny spływowe ilaste jak i piaszczyste. Ich depozycja następowała na skraju wytapiających się brył lodowych. Materiał morenowy spływał po ich stokach, natomiast materiał mułkowy osadzał się w lokalnych, niewielkich zbiornikach przypominających mikrozastoiska. Osady te od czasu do czasu zakrywane były osadami piasków glacjofluwialnych tworzących liczne wkładki w tych ostatnich.

Szczegółowe informacje na temat struktury i tekstury tych osadów uzyskano w stanowiskach M3 i M6 (ryc. 3.15, 3.16, 3.17). Analiza uziarnienia debrytu gliniastego w stanowisku M6 wykazała istnienie wszystkich rodzajów gradacji. Równie często występowała gradacja normalna lub odwrócona, dość rzadko symetryczna. Miąższość cyklów wyniosła od 10 do 25 cm. Rodzaj gradacji osadu ma istotne znaczenie w interpretacji warunków dynamicznych depozycji debrytów gliniastych. Obecność gradacji prostej oznacza, że w trakcie depozycji zwiększał się stopniowo stosunek wody do osadu, w przypadku gradacji odwróconej stosunek wody do osadu zmniejszał się (Lowe 1976; Mulder, Alexander 2001). Stwierdzono pięć wyraźnych wartości modalnych osadów w pobliżu wartości 25, 45, 170, 360 i 500 μm, z minimami w zakresie 35, 80, 325 i 450 μm. Wysortowanie było słabe wahając się między 1,5 i 2,5, skośność wahała się od 0,0 do 0,6 jednak z większością próbek zbliżonych do wartości 0,0. Kurtoza wahała się między 1 i 1,5 ze znakomitą większością wyników zbliżoną do 1. Cechą charakterystyczna debrytów w stanowisku M6 było występowanie licznych intraklastów przemytego piasku o średnicy do kilku milimetrów w matriks gliniastym oraz kilkumilimetrowej miąższości wkładek piaszczystych o nachyleniu ponad 40 gradów. Zawartość węglanów zaznaczała się w całym profilu, z tym, że w górnym metrze wskutek wyraźnego wyługowania kształtowała się na poziomie ok. 1–2% poniżej zaś nawet do 10%. Wyługowanie nie zaszło więc całkowicie, co jednak nie pozwoliło na zachowanie pierwotnego składu petrograficznego klastów żwirowych w górnej warstwie.

Ukierunkowanie dłuższej osi klastów było zmienne w górnej, stropowej (1-metrowej) warstwie debrytu jak i warstwie spągowej, czemu towarzyszyło zmienne pochylenie z dominacją horyzontalnego. Taki układ klastów żwirowych może wskazywać na wytopieniową genezę. Nieco inaczej sytuacja kształtowała się w centralnej części. Rozrzut kierunków dłuższych osi klastów był niewielki, w osi W-E, a nachylenie zdecydowanie horyzontalne, co może wskazywać na gęsty spływ zawierający stosunkowo niewielkie ilości wody (Enos 1977) poruszający się na warstwie bardziej zawodnionej.

http://rcin.org.pl

Analiza składu petrograficznego wykazała, że w górnej wyługowanej części profilu dominowały okruchy skał krystalicznych na poziomie około 80%. Resztę stanowiły piaskowce, kwarce, mułowce i akcesorycznie, na poziomie około 2%, skały wapienne i dolomityczne. Wyniki analizy składu petrograficznego poniżej warstwy wyługowanej dały zupełnie inny obraz z dominacją wapieni na poziomie 50–70%, wyraźnym udziałem skał krystalicznych na poziomie 1/3 do ¼ klastów. Resztę stanowiły głównie piaskowce i mułowce. Zaznaczyła się wyraźnie obecność morskich, oligoceńskich wapieni i dolomitów glaukonitowych. Kształt klastów żwirowych wykazywał we wszystkich grupach petrograficznych duże podobieństwo i zbliżony był do kulistego lub wrzecionowatego, wskazując na stosunkowo długą drogę transportu glacjalnego.

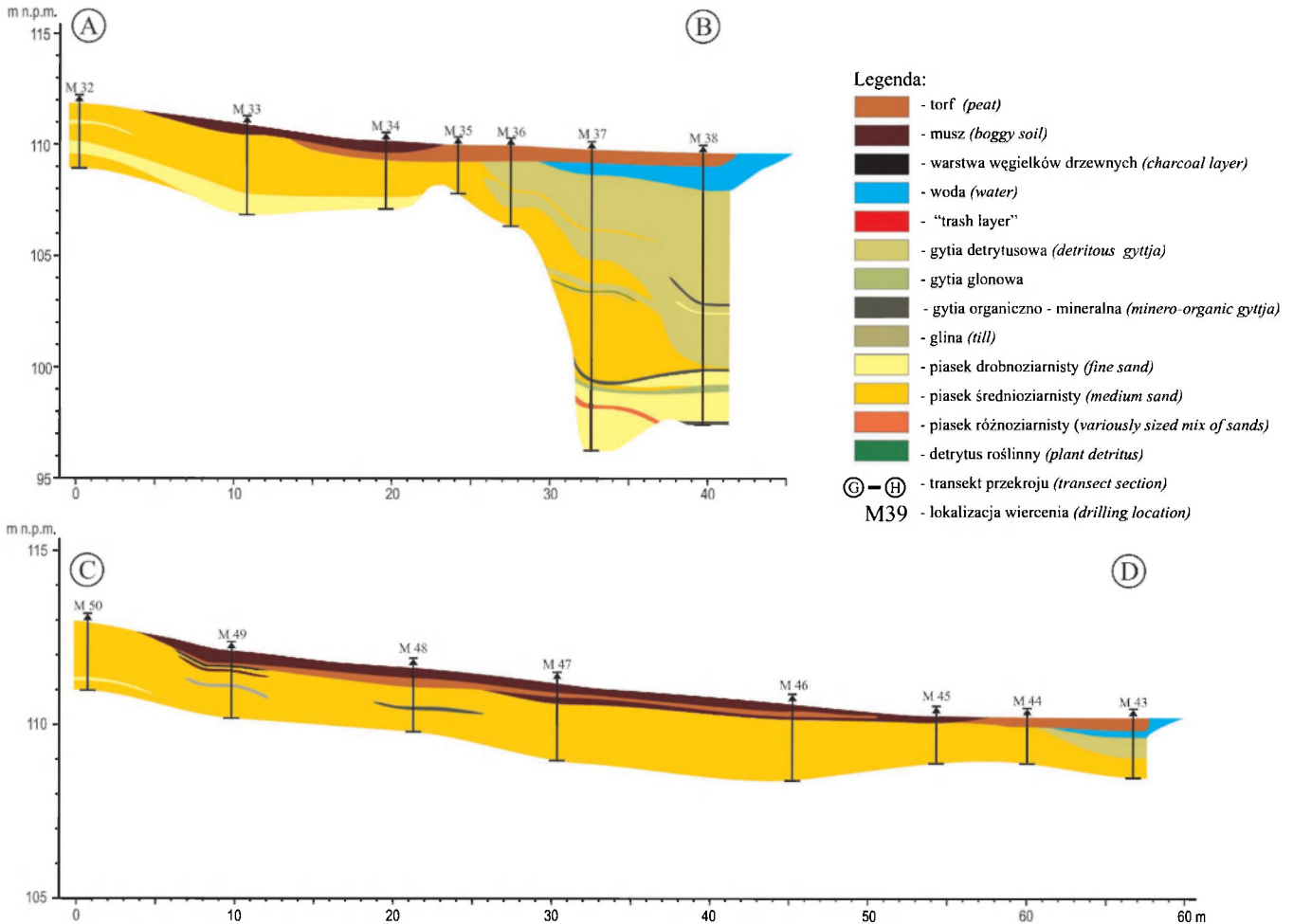
Zakres analiz w stanowisku M3 był nieco węższy niż w stanowisku M6 (brak analiz petrograficznych). Stwierdzono gradacje odwrócone i nieco mniej liczne cykle symetryczne o miąższości 20–40 cm. Cykle wyższego rzędu o miąższości ok. 0,5 m wykazywały już tylko gradację odwróconą. Zanotowano pięć wyraźnych wartości modalnych z maksimami około 25, 40,140, 350 i 500 μm oraz minimami 35, 80, 320 i 460 μm. Wysortowanie kształtowało się na poziomie 2–3,5 z większością wyników zbliżoną do 3. Skośność była zmienna w przewadze dodatnia w przedziale -0,1 do 0,6 z większością wyników zgrupowanych w przedziale 0,0–0,1. Wartość kurtozy była stała o wartościach w przedziale 0,7–0,8. Strefa odwapnienia sięgała głębokości 1,3 m.

Uzyskane dane wskazują, że w odróżnieniu od innych osadów występują tu tylko cykle gradacyjne proste i odwrócone. Brak jest cykli symetrycznych. Depozycja zachodziła na drodze jednoetapowych zdarzeń, w trakcie których ilość wody w osadzie zmniejszała się lub zwiększała, co czasami widać w rozdzielających warstwy gliniaste cienkich wkładkach piaszczystych. Niewielka miąższość cykli gradacyjnych pozwala przypuszczać, że depozycja zachodziła w drodze kongeliflukcji, czyli spełzywania drobnych pakietów błota morenowego po przemarzniętym gruncie. Od czasu do czasu w wyniku wytapiania brył lodowych zachodziły spływy większych pakietów, o czym świadczą warstwy z nieuporządkowaną orientacją i pochyleniem klastów żwirowych. Drobne warstewki piasku miąższości kliku milimetrów, zdeponowane niekiedy między epizodami spływowymi, ulegały w trakcie następnych porozrywaniu i włączeniu do matriks ilastego, jako drobne gniazda o średnicy do kilku milimetrów.

HOLOCEN

Piaski teras jeziornych. Jedyny teras jeziorny w analizowanym obszarze wykształcony jest nad Jeziorem Martwym. Miąższość budujących go piasków średnich jest bardzo zróżnicowana. Z reguły jest niewielka rzędu do kilkudziesięciu centymetrów, ale w pojedynczych wierceniach może osiągać do 7 m. W piaskach tych występują częste przewarstwienia napławionej materii organicznej jak też warstewki torfu lub gytii spoczywające *in situ*. Osady te charakteryzują się dość

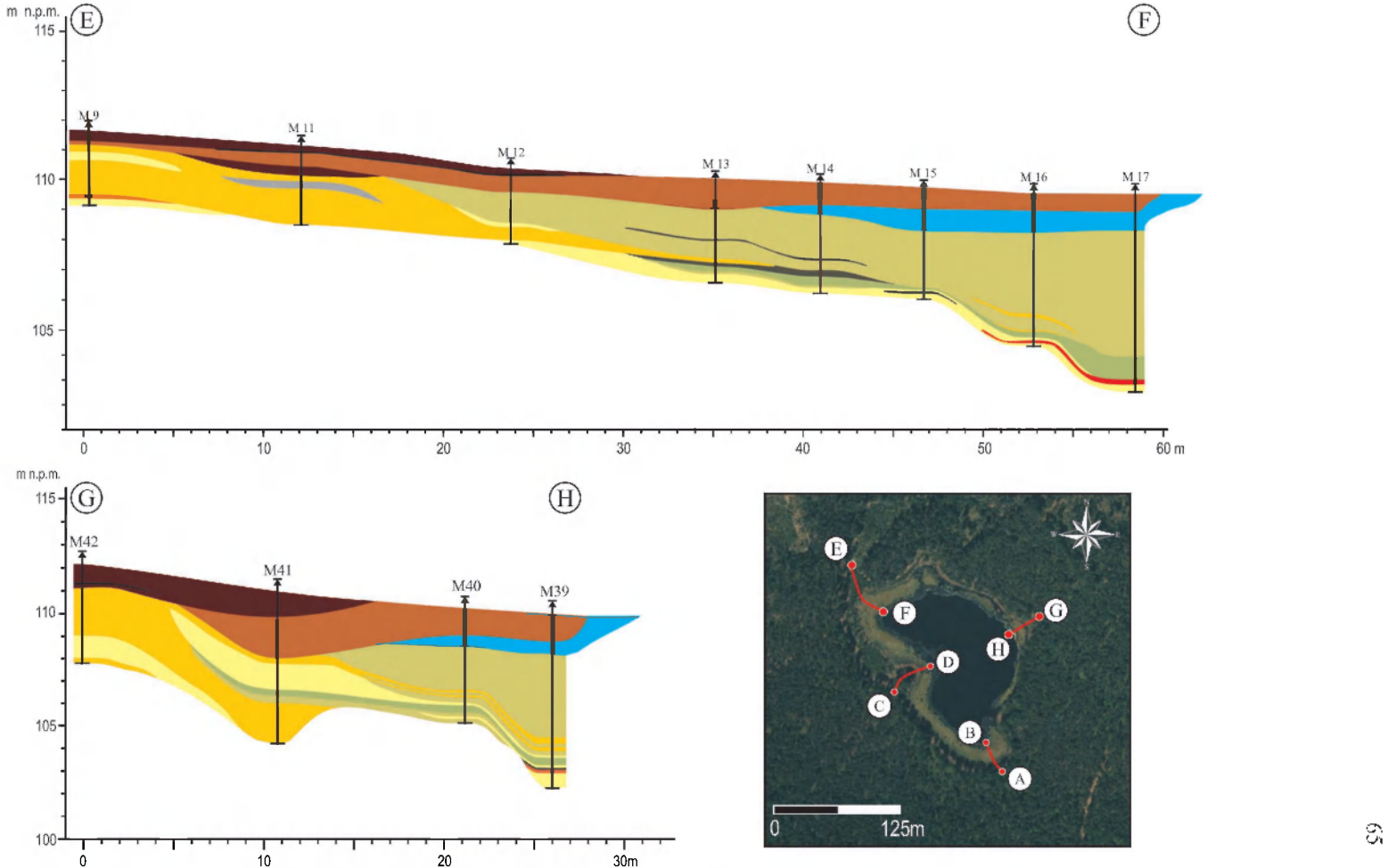
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.18. Przekroje przez osady biogeniczne rezerwatu „Jezioro Martwe"

Cross sections through biogenic sediments in „Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.19. Przekroje przez osady biogeniczne rezerwatu „Jezioro Martwe"
Cross sections through biogenic sediments in „Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl

dobrym wysortowaniem. W wyniku obniżenia poziomu wód gruntowych osady te okresowo zajmowane były przez pokrywę roślin torfowych. Zmienność poziomu wód jeziora przyczyniła się jednak do ich zmurszenia. Miąższość murszów może sięgać do kilkudziesięciu centymetrów.

Torfy i gytie. Występujące osady torfowe (ryc. 3.18, 3.19) znajdujące się w rezerwacie związane są przede wszystkim procesem zarastania lustra wody Jeziora Martwego jak i dawnych jego zatok oraz mniejszych zbiorników wodnych. Miąższość osadów torfowych waha się od 20 cm do ok. 1 metra. Torfy wykazują różny stopień rozkładu. Silny stopień rozkładu mają torfy występujące na granicy z osadami mineralnymi. W obrębie zasadniczego pła stopień rozkładu jest nikły. Mchy z rodzaju *Sphagnum* stanowiące główny element pła przyczyniają się do bardzo silnego zakwaszenia powierzchniowych wód jeziora. Pomiary pH w obrębie mchów wykazały bardzo niską wartość 3 do 3,8. Przy tak kwaśnym środowisku rozpuszczaniu i odprowadzaniu ulegają prawie wszystkie pierwiastki biogenne i śladowe hamując rozwój wielu bardziej wymagających środowiskowo roślin wyższych. Pomiary w toni wodnej w odległości 0,5 m od pła wykazywały już wartości nieco wyższe ok. 3,8–4,2. Pod osadami torfowymi w badanych obiektach najczęściej natrafiano na gytię. Gytie wykazywały znaczną zmienność w profilu pionowym. W partiach spągowych miały charakter mineralno-organiczno-węglanowy ku stropowi przechodząc w gytię organiczną ze zwiększającą się stopniowo ilością detrytusu roślinnego. Pomiary pH w stropowych warstwach gytii wykazały wartości między 5 i 6. Pomiary Eh o wartości ok. +0,06 mV wskazują na środowisko beztlenowe, redukcyjne, absorbujące jony z wolnej toni wodnej. Wśród typowych opisanych wyżej rodzajów gytii występują też wkładki oliwkowej gytii glonowej o charakterystycznym przełamie muszlowym. W wyniku procesów falowania z rozmywanych brzegów dostarczane były bądź pojedyncze ziarna piasku, bądź miąższe przewarstwienia sięgające kilku centymetrów. Obecność licznych nasion Potamogeton sp. wskazuje, ze depozycja gytii odbywała się w zasobnym chemicznie zbiorniku jeziornym (Zarzycki i in. 2002; Zimny 2006).

Deluwia. Są to osady powstające głównie w wyniku przemieszczania osadów w czasie nieskoncentrowanego przepływu wody. W badanym obszarze zajmują dna mniejszych, ale głębokich wytopisk oraz głębokich dolinek wód roztopowych, rzadko stanowią wypełnienia niecek denudacyjnych. Ich miąższość dochodzi do 70 cm. Są to głównie piaski średnioziarniste o podwyższonej zawartości humusu.

http://rcin.org.pl

3.7. WYNIKI BADAŃ UZIARNIENIA OSADÓW

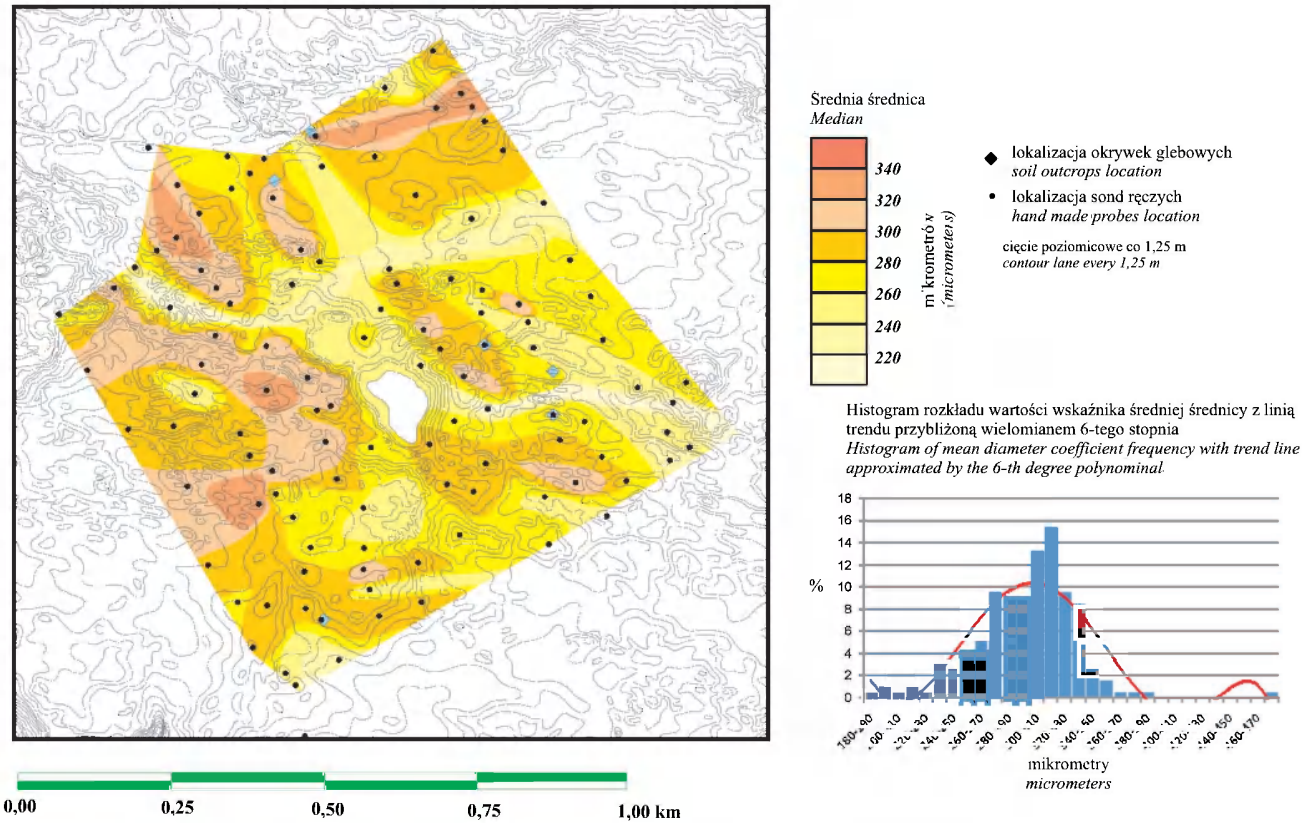
Dla pełnego odtworzenia dynamiki środowisk sedymentacyjnych kształtujących osady w otoczeniu Jeziora Martwe wykonano serię map przestrzennego rozkładu wskaźników uziarnienia według Folk'a i Ward'a (1957). W większości próbki te pochodzą z osadów fluwioglacjalnych. Powierzchniowa ich warstwa różni się jednak teksturalnie od warstw niższych zanalizowanych we wkopach i odsłonięciach. Dokonano, zatem ich osobnej analizy.

Średnia średnica ziaren (mediana) (ryc. 3.20) jest najważniejszą charakterystyką teksturalną osadów nieskonsolidowanych. Analizy rozkładu przestrzennego średniej średnicy ziaren wykazały, że przeciętna wielkość ziaren na powierzchni badanego obszaru wynosi ok. 0,31 mm. Wskaźnik ten wykazuje dość małe zróżnicowanie z większością wyników mieszczącą się między 0,22 i 0,35 mm. Są to wartości uzyskane z osadów fluwioglacjalnych. Sporadycznie wartości te osiągają nawet 0,18 mm w zakresie najniższym charakterystycznym dla osadów zalegających na powierzchni ostańców wysoczyznowych i 0,46 mm charakterystyczną dla gruboziarnistego wypełnienia form po wąskich szczelinach lodowych. Bardzo duże podobieństwo uziarnienia osadów powierzchniowych niezależnie od wysokości bezwzględnej wskazuje, że pierwotnie większość dzisiejszej powierzchni terenu stanowiła jedną w przybliżeniu płaską powierzchnię kształtowaną w zbliżonych warunkach hydrodynamicznych. Około 10–20 cm poniżej powierzchni terenu średnia średnica ziaren szybko maleje do wartości około 0,28 mm stąd wniosek, że wierzchnia warstwa osadów stanowi świadectwo krótkotrwałego wzmożenia erozji.

Wskaźnik ilości wartości modalnych (ryc. 3.21) jest indykatorem procesów długotrwałej segregacji osadów lub też ich mieszania. Rozkład przestrzenny tego wskaźnika w otoczeniu rezerwatu „Jezioro Martwe" wykazuje wyraźne zróżnicowanie. Osady powierzchniowe są wyraźnie jednomodalne w miejscach występowania licznych zagłębień i wyleżysk po martwym lodzie. Wyraźna wielomodalność ujawnia się w osadach piaszczystych zalegających na ostańcach wysoczyzn morenowych, osadach spływów błotnych i osadach wypełnień szczelin lodowych. Widać, więc, że bryły martwego lodu blokując swobodny przepływ wód fluwioglacjalnych powodowały lepszą segregację materiału. Jest to doskonale widoczne, gdy zanalizuje się rozkład stref jednomodalności w bezpośrednim otoczeniu Jeziora Martwe. Z drugiej strony tak duży udział próbek jednomodalnych w całej masie osadu wskazuje na dystalne środowisko fluwioglacjalne, czyli znajdujące się w znacznym oddaleniu (przynajmniej kilkanaście do kilkudziesięciu kilometrów) od aktywnego czoła lądolodu.

Wskaźnik wysortowania (ryc. 3.22) jest drugim po średniej średnicy najczęściej stosowanym parametrem w charakterystyce nieskonsolidowanych osadów okruchowych. Jest on miarą podobieństwa warunków hydrodynamicznych w trakcie depozycji osadu (Sly i in. 1983). W przypadku otoczenia Jeziora Martwe dominuje wysortowanie dobre i umiarkowane z najczęstszą wartością

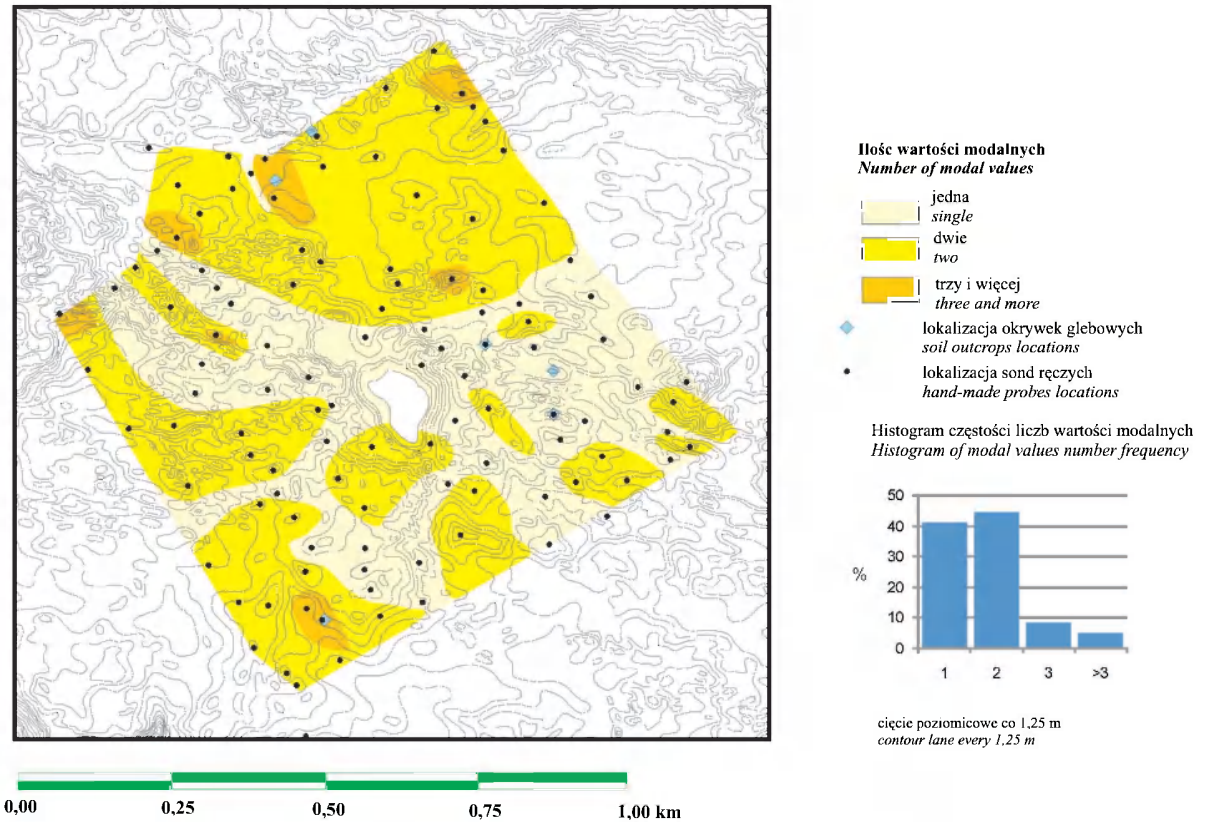
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.20. Rozkład przestrzenny wskaźnika średniej średnicy ziaren dla powierzchniowych próbek osadów z otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"

Aerial distribution of median coefficient for surficial sediment samples in the vicinity of "Martwe Lake" reserve

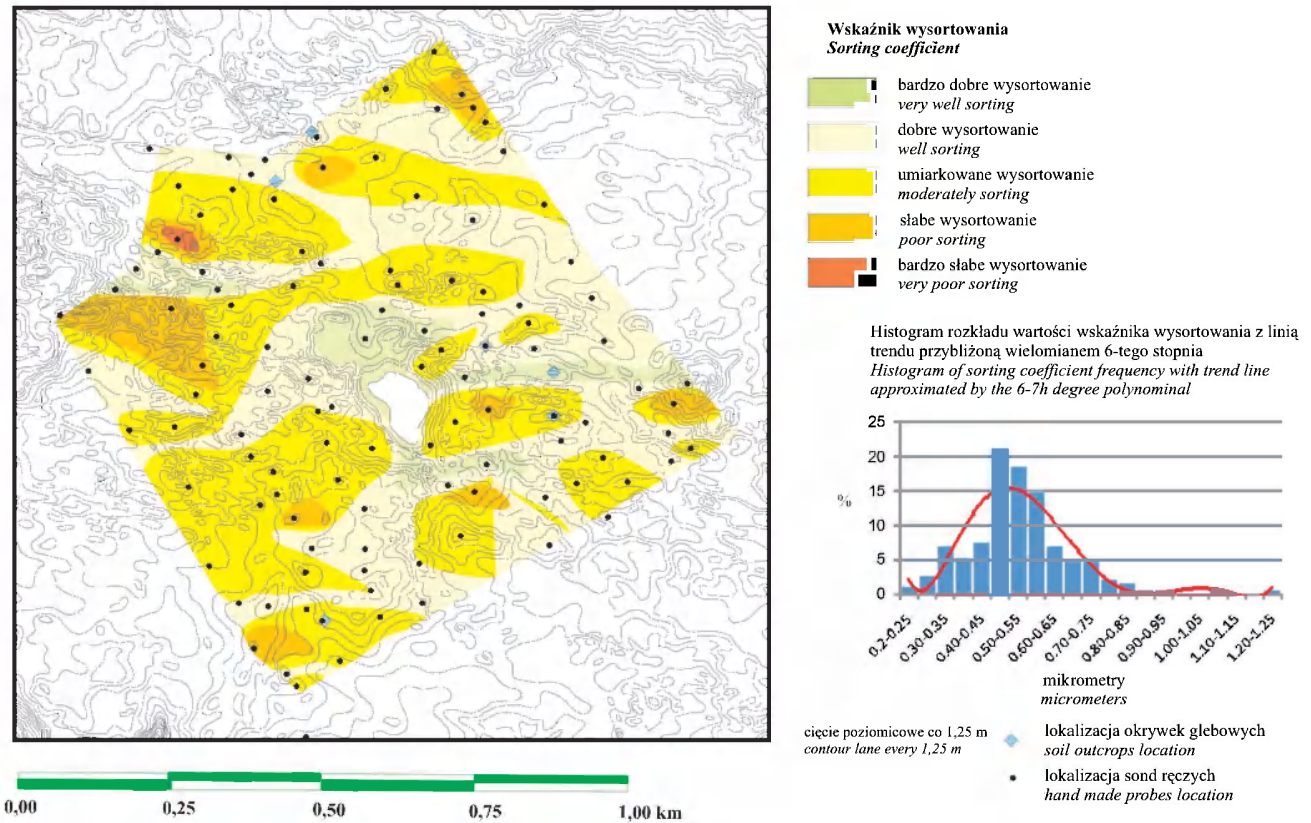
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.21. Rozkład przestrzenny wskaźnika modalności dla powierzchniowych próbek osadów z otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"

Aerial distribution of modality coefficient for surficial sediment samples in the vicinity of "Martwe Lake" reserve

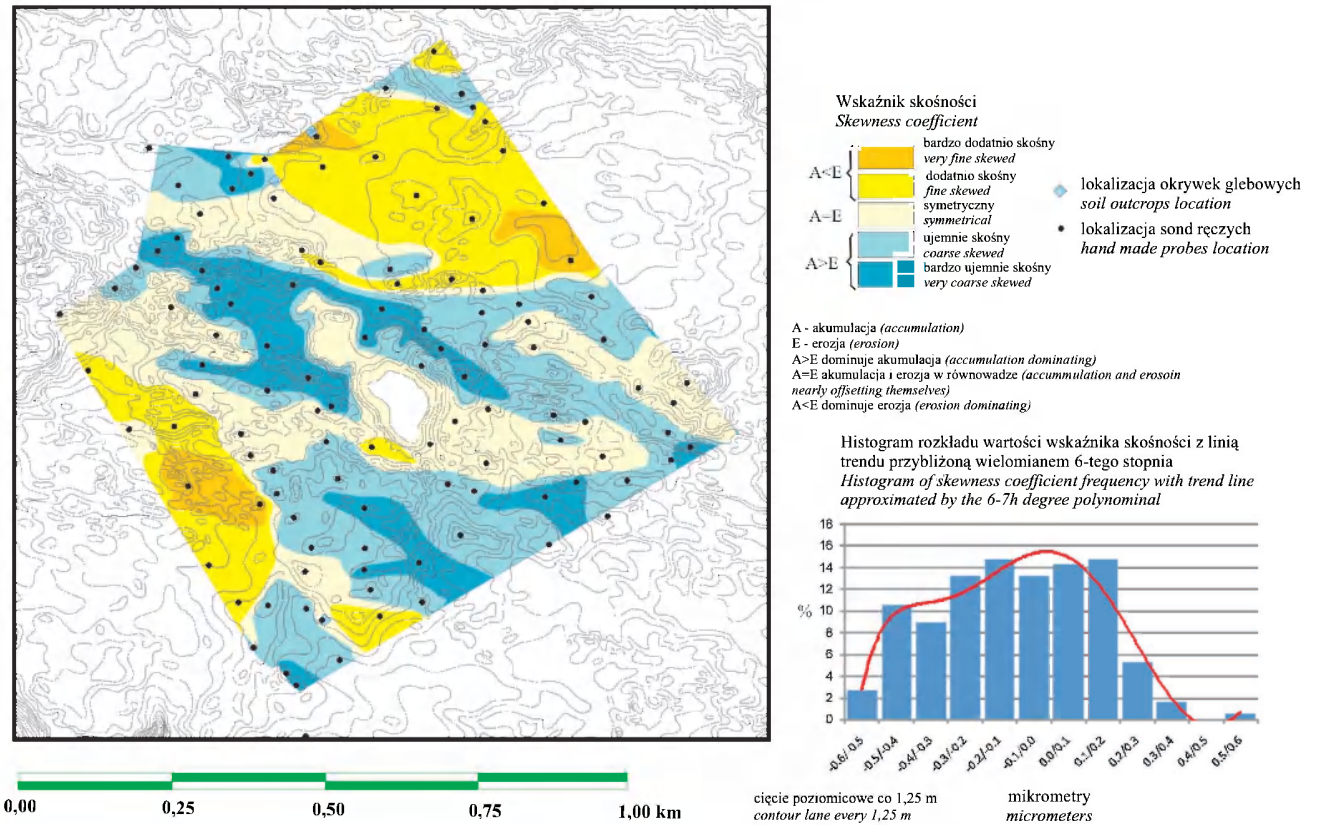
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.22. Rozkład przestrzenny wskaźnika wysortowania dla powierzchniowych próbek osadów z otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"

Aerial distribution of sorting coefficient for surficial sediment samples in the vicinity of "Martwe Lake" reserve

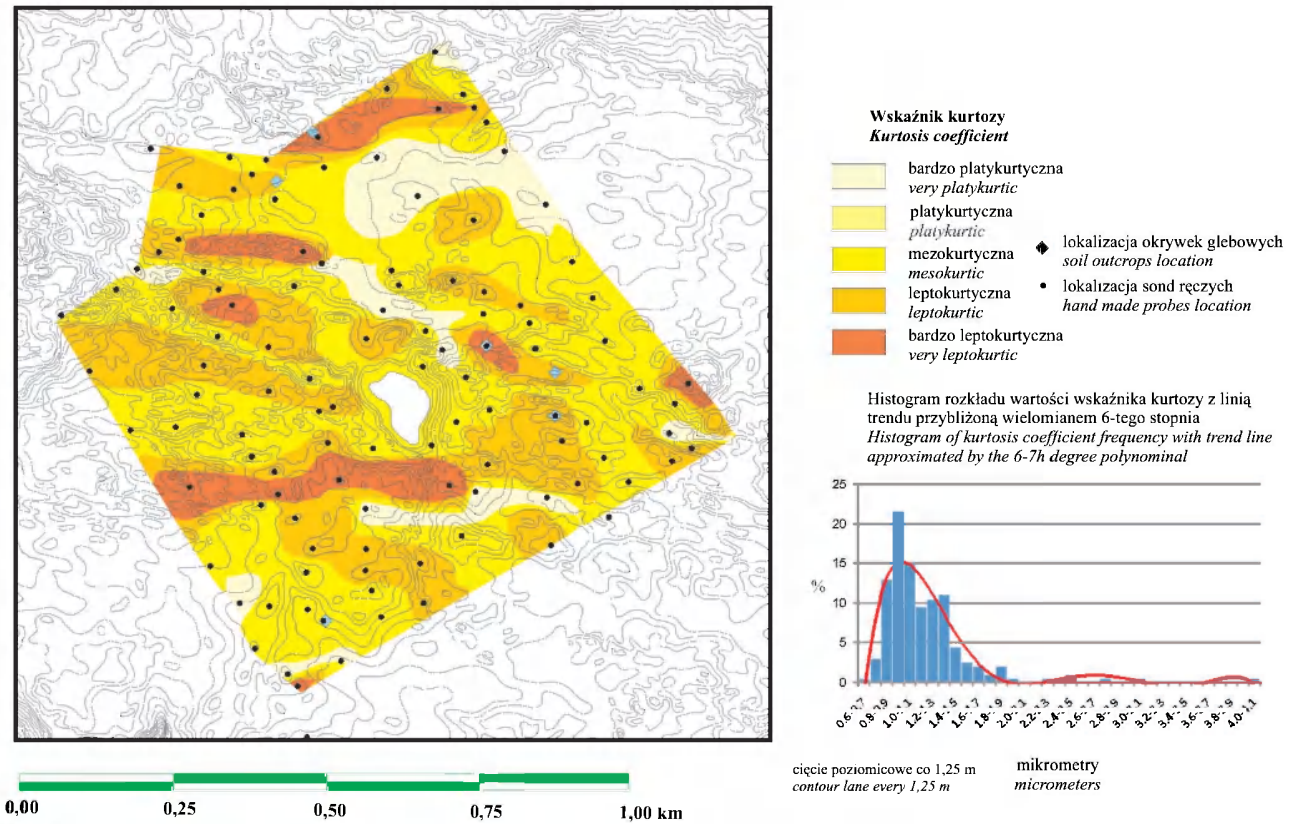
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.23. Rozkład przestrzenny wskaźnika skośności dla powierzchniowych próbek osadów z otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"

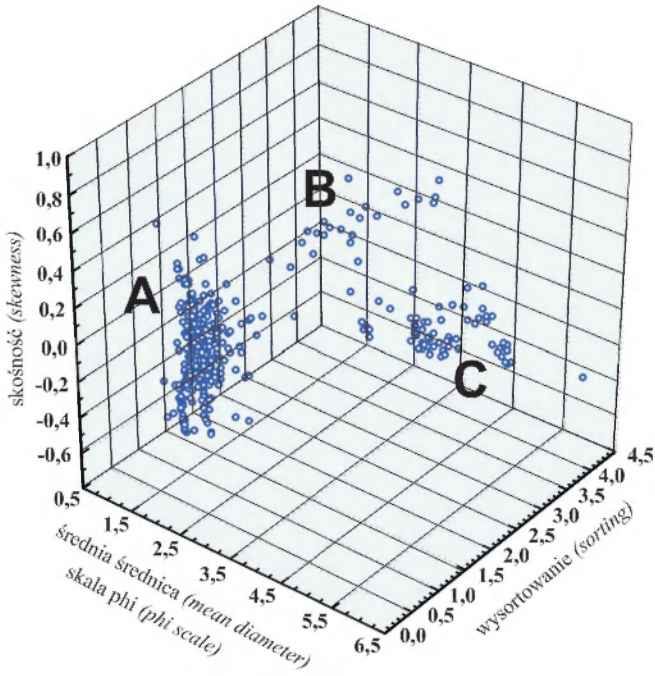
Aerial distribution of skewness coefficient for surficial sediment samples in the vicinity of "Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.24. Rozkład przestrzenny wskaźnika kurtozy dla powierzchniowych próbek osadów z otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"
Aerial distribution of kurtosis coefficient for surficial sediment samples in the vicinity of "Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl



A - populacja fluwioglacjalna *(fluvioglacial population)*,
B - populacja z krótkotrawałych zastoisk *(population derived from ice dammed small lakes of short duration)*,
C - populacja z glin spływowych *(population of debris flows)*

Ryc. 3.25. Rozkład zależności między średnią średnicą ziaren, wysortowaniem i skośnością według konwencji Folk'a i Ward'a 1957

The relationships between mean grain diameter, sorting and skewness plotted according to Folk and Ward (1957) convention

około 0,45–0,50. Większość wyników mieści się w przedziale 0,3–0,9. Wartości ekstremalne sięgają 0,2 dla najlepszego wysortowania i 1,2 dla najgorszego. Jego rozkład przestrzenny jest bardzo podobny do rozkładu ilości wartości modalnych.

Wykazuje on zatem te same zależności od form rzeźby. Lepsze wysortowanie jest w miejscach licznego występowania form po bryłach i wyleżyskach po martwym lodzie, gorsze zaś w miejscach występowania form wypukłych związanych z tymi brylami takich jak pokrywy piaszczyste na ostańcach wysoczyzn morenowych i wypełnienia szczelin lodowych. Blokująca rola bryl martwego lodu w przepływie fluwioglacjalnym powodowała występowanie tendencji do lepszego wysortowania osadów.

http://rcin.org.pl

Wskaźnik skośności krzywej uziarnienia (ryc. 3.23) osadów jest rzadziej stosowanym wskaźnikiem teksturalnym nieskonsolidowanych osadów okruchowych. W odróżnieniu od „statycznego" charakteru mediany i wysortowania jest wskaźnikiem „dynamicznym" informującym o tendencji do grubienia ziaren osadu, więc tendencji do erozji, czyli wzrostu kompetencji transportujących osad wód rzecznych. W przypadku analizowanego obszaru po uwzględnieniu całości informacji geologicznych należałoby wskaźnik ten interpretować, jako wskaźnik natężenia erozji. Zgodnie z poglądem Valia i Cameron (1977)[2], ujemna wartość skośności związana jest ze wzmożoną erozją prowadzącą stopniowo do wzrostu udziału ziaren grubszych, zaś dodatnia wartość skośności do wzrostu ilości ziaren drobniejszych, czyli wzmożenia tempa akumulacji. Wartości z przedziału wartości symetrycznych traktować można, jako zrównoważenie procesów erozji i akumulacji. W przypadku otoczenia Jeziora Martwe dominują ujemne wartości skośności i wartości wskazujące na symetryczny kształt krzywej uziarnienia. W analizowanym obszarze mamy, zatem do czynienia albo z tendencją do erozji, bądź zrównoważeniem erozji i akumulacji. Dotyczy to osadów fluwioglacjalnych. Z analizy rozkładu przestrzennego widać wyraźnie, że dominacja erozji miała miejsce w miejscach dużego nagromadzenia wytopisk i wyleżysk po martwym lodzie z tym, że nie tak wyraźnie jak w przypadku modalności, mediany i wysortowania. Z badań nad depozycją fluwioglacjalną wynika, że sytuacja taka ma miejsce w aktywnych korytach roztokowych. Zrównoważenie tempa erozji i akumulacji ma miejsce w korytach powoli zamierających. Obszary z ujemną skośnością znaczą, zatem ostatnie aktywne koryta roztokowe w momencie sypania sandru.

Wskaźnik kurtozy, czyli spłaszczenia krzywej uziarnienia (ryc. 3.24) jest najrzadziej stosowanym wskaźnikiem tekstualnym osadów nieskonsolidowanych. Jest trudny w interpretacji. W opinii wielu autorów jest mocno związany z mieszaniem końcowych frakcji w osadzie (Sly i in. 1983). Duża ilość frakcji modalnych przyczynia się wyraźnie do spłaszczenia („rozciągnięcia" krzywej uziarnienia). W przypadku otoczenia Jeziora Martwe dominuje wartość kurtozy wynosząca 0,9–1,0. Większość próbek mieści się w zakresie 0,6 do 1,9. Tylko pojedyncze próbki leżą powyżej zakresu 2,0 sięgając ekstremalnej wartości 4,1. Większość próbek wykazuje zatem wartości mezokurtyczne i leptokurtyczne, czyli o średnim i dużym stopniu spłaszczenia krzywej uziarnienia. Wskazuje to, iż w obszarze tym istniało powszechne mieszanie frakcji osadowych ukształtowanych w różnych warunkach hydrodynamicznych.

Całościowe spojrzenie na dynamikę osadów jest możliwe do prześledzenia na diagramach relacji, a szczególnie trójwymiarowym diagramie relacji zastosowanym w pracy Folk'a i Ward'a (1957). Okazuje się (ryc. 3.25), że na podstawie parametrów średniej średnicy, wysortowania i kurtozy wszystkie próbki osadów

[2] W literaturze nie ma zgodności, co do faktycznej paleośrodowiskowej wartości interpretacyjnej tego wskaźnika, czego przykładem jest replika Jordan i in. (1977) dotycząca tego artykułu.

http://rcin.org.pl

koncentrują się w trzech grupach związanych ze środowiskiem fluwioglacjalnym (populacja A), środowiskiem spływów gliniastych (populacja C) i środowiskiem krótkotrwałych izolowanych zbiorników wodnych – płytkich rozlewisk (populacja B).

Populacja A wykazuje średnią średnicę ziarna w przedziale 0,5–1,5 φ, wysortowanie 1,5–2,5, a skośność w przedziale -0,7 do +0,2. Dla populacji B analogiczne wartości wynoszą: średnia średnica 1-2 φ, wysortowanie 3,5–4,5, skośność 0,0–0,4. W grupie C wartości te z kolei kształtują się następująco: średnia średnica 1,5–4,5 φ, wysortowanie 3,5–4,5, skośność -0,6–0,0.

W formach związanych z wytapianiem brył martwego lodu, czyli pokryw piaszczystych na ostańcach wysoczyzn morenowych i wypełnieniach po formach szczelinowych występują wszystkie trzy populacje, w osadach fluwioglacjalnych zaś tylko populacja A i sporadycznie B[3].

3.8. WARUNKI GLEBOWE W OTOCZENIU REZERWATU „JEZIORO MARTWE"

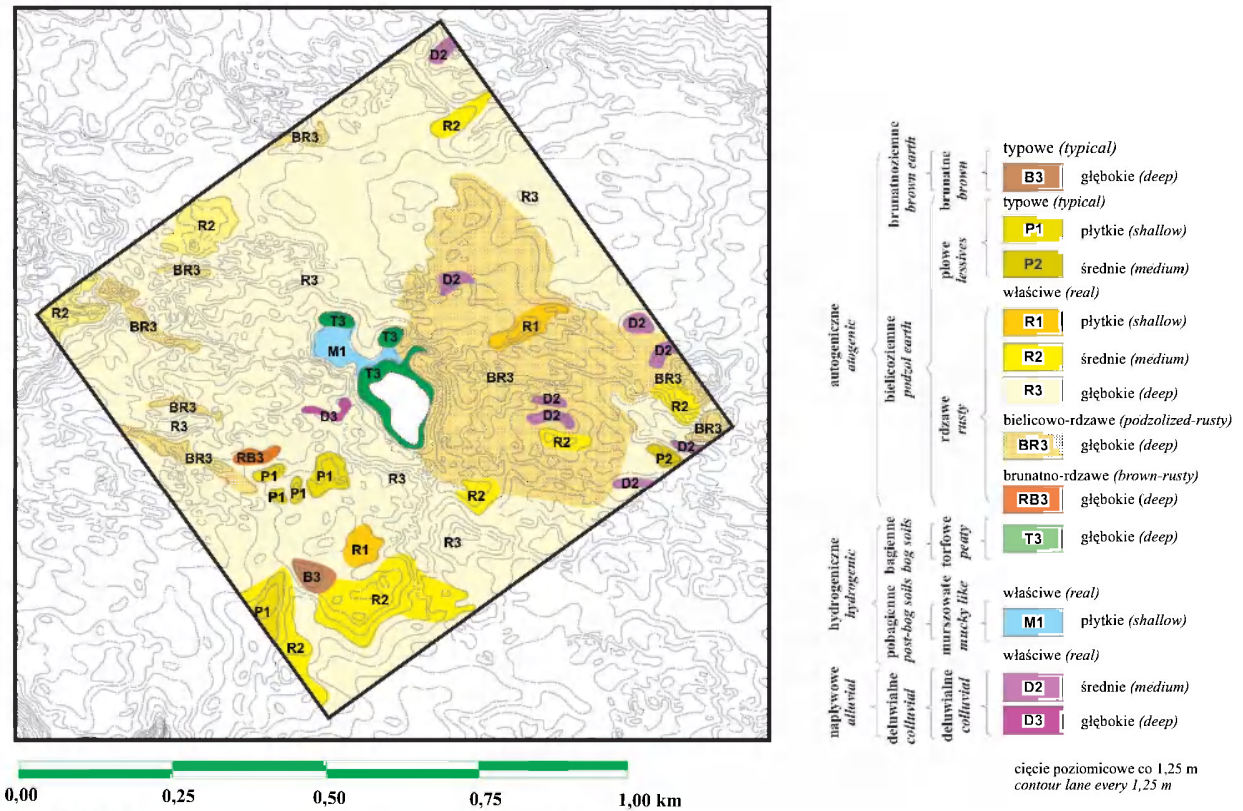
Gleby w skali lokalnej są pochodną warunków geologicznych, hydrologicznych i ekspozycji terenu. Osady otoczenia rezerwatu Jeziora Martwego są bardzo zróżnicowane, stąd dość zróżnicowana jest też pokrywa glebowa tego obszaru (ryc. 3.26). Ze względu na obszarową dominację osadów sandrowych dominującym typem glebowym są tu gleby bielicoziemne, głównie rdzawe i rdzawo-bielicowe.

Gleby rdzawo-bielicowe o budowie profilu AE-Bfe-Bv-(BvC)-C wykształcone są głównie na piaszczystych wzniesieniach terenu o bardzo intensywnym, przemywnym reżimie perkolacyjnym. Miąższość poziomu próchniczno-mineralnego jest tu dość duża, ale zawartość próchnicy niewielka. Kolor tego poziomu jest szarobiaławy. Pod nim znajduje się bezpośrednio iluwialny poziom akumulacji żelaza o miąższości kilku centymetrów. Dopiero pod tym poziomem wykształcony jest właściwy poziom rdzawienia.

Gleby rdzawe o budowie profilu (A)-(A/Bv)-Bv-(Bv/C)-C wykształcone są na piaskach sandrowych w niższych położeniach morfologicznych. Poziom mineralno-próchniczny ma przeciętnie 10–20 cm miąższości. Pod nim znajduje się bezpośrednio poziom rdzawienia lub poziom mieszany mineralno-próchniczno-rdzawy. W badanym obszarze w większości są to gleby głębokie faworyzujące zbiorowiska borowe. Występuje jednak kilka płatów gleb średnich i płytkich, które mogłyby faworyzować bory i lasy mieszane.

[3] Analiza ta wskazuje na pewną sztuczność wydzieleń osadów przy konstruowaniu map geologicznych. Na zagadnienie to zwracał m.in. uwagę T. Zieliński (1992), bowiem w wielu przypadkach powstaje pytanie, czym różnią się tak naprawdę sedymentologicznie piaski tej samej grupy granulometrycznej i takiego samego składu oraz o tych samych strukturach sedymentacyjnych w osadach sandrowych i moren martwego lodu? Powstaje problem, do jakiego stopnia wolno stosować kryterium geomorfologiczne i paleogeomorfologiczne do prawidłowej klasyfikacji osadów?

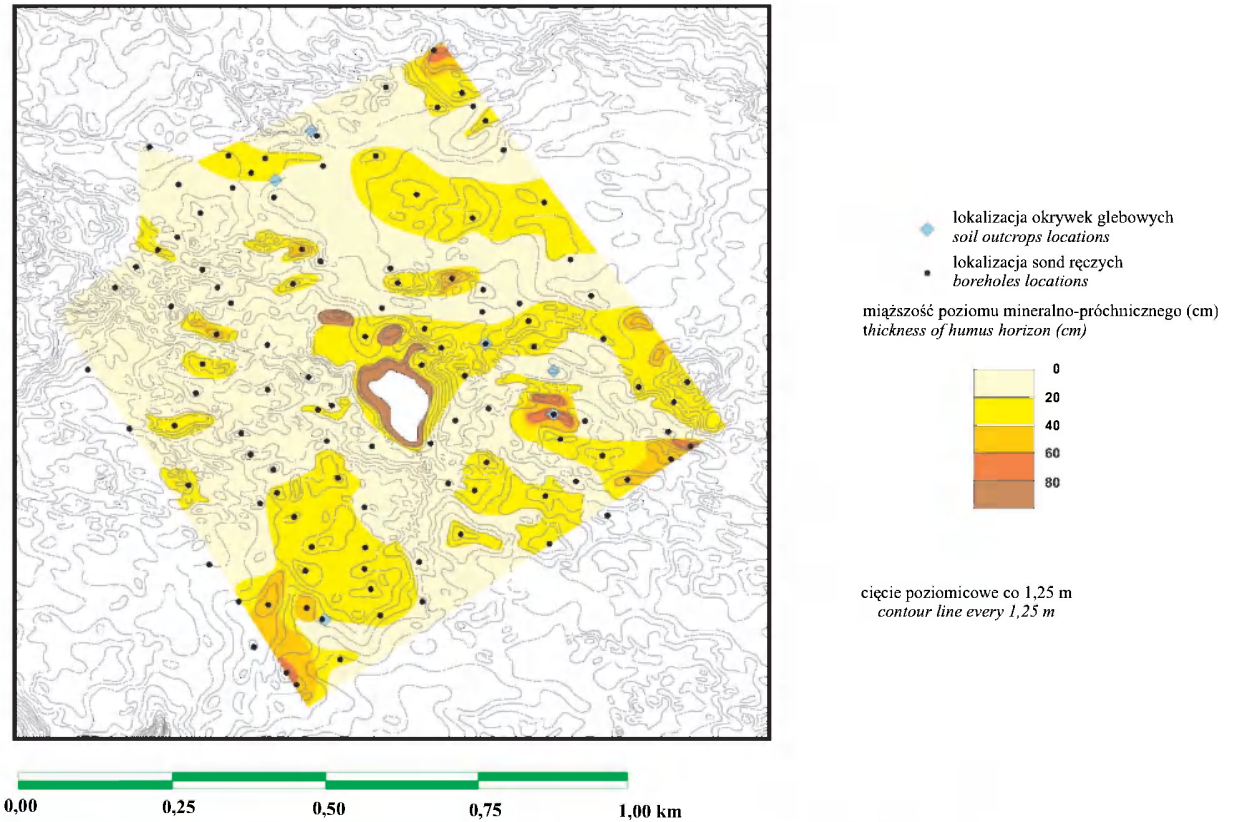
http://rcin.org.pl



Ryc. 3.26. Mapa gleb otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"

Soils cover map of the „Martwe Lake" reserve surrounding.

http://rcin.org.pl



Ryc. 3.27. Miąższość poziomu mineralno-próchnicznego gleb otoczenia rezerwatu „Jezioro Martwe"

Thickness of organic horizon of soils in the vicinity of "Martwe Lake" reserve

http://rcin.org.pl

Drugim dominującym typem gleb są gleby brunatnoziemne. Rozwinięte są na formach szczelinowych i na piaszczystych pokrywach ostańców wysoczyzn morenowych z ograniczonym przepływem wód roztopowych. Materiał tam występujący jest dosyć zasobny w substancje odżywcze faworyzując rozwój zbiorowisk lasów mieszanych, a nawet grądowych.

Z gleb brunatnoziemnych dominują wyraźnie gleby płowe płytkie i średnie o budowie profilu A-Eet-Bt-C. Bardzo niewielkie płaty, ale siedliskowo bardzo ważne, zajmują też gleby brunatne typowe o budowie profilu A-Bbr-C założone na mułkach zastoiskowych oraz gleby brunatno-rdzawe o budowie profilu AB-brBv-Bv-C na piaskach mułkowatych mocnych.

Z innych typów gleb występują piaszczyste gleby deluwialne średnie i głębokie, gleby murszowate płytkie na terasie jeziornym przy Jeziorze Martwym oraz gleby torfowe w bezpośrednim otoczeniu jeziora. Warunki glebowe dla prowadzenia gospodarki innej niż leśna są tu bardzo niekorzystne. Przekształcenia profilu glebowego w wyniku gospodarki rolnej zaobserwowano jedynie w bezpośrednim otoczeniu leśniczówki Zacisze. Na słabe warunki glebowe wskazuje też mapa przybliżonej miąższości poziomów mineralno-próchnicznych (ryc. 3.27). Na większości obszaru miąższość tego poziomu nie przekracza 20 cm. W obniżeniach i na utworach bardziej zasobnych w substancje odżywcze przekracza jednak 20 cm. Poziom ten przekracza 40 cm jedynie w płacie gleby brunatnej i w płatach gleb deluwialnych.

Badany obszar posiada duży udział dość żyznych siedlisk, co jest ważne z punktu widzenia gospodarowania lasem oraz ochrony potencjalnej roślinności. Miąższość pokrywy fluwioglacjalnej na większości obszaru jest niewielka lub też jej brak. Pod nią znajdują się dość bogate w substancje biogenne i zrównoważone geochemicznie osady wodnomorenowe. W pionierskiej, młodocianej fazie rozwoju lasu do momentu przebicia się systemów korzeniowych drzew przez ubogie osady fluwioglacjalne faworyzowane są raczej gatunki iglaste (sosna, modrzew, oraz w obniżeniach – świerk). Wraz z dojrzewaniem ekosystemu leśnego w fazie dojrzałej należy spodziewać się wzrostu ilości drzew liściastych (głównie dębu i grabu, częściowo buka) i redukcji ilościowości drzew iglastych.

3.9. PRÓBA ODTWORZENIA MORFOGENEZY BADANEGO OBSZARU, UWARUNKOWAŃ ROZWOJU SZATY ROŚLINNEJ ORAZ ROZWOJU PŁA TORFOWCOWEGO

Analizowany obszar charakteryzuje się współwystępowaniem rzeźby fluwioglacjalnej i wytopiskowej. Stąd bierze się zróżnicowanie osadów. Zasadnicze rysy rzeźby ukształtowały się prawdopodobnie między subfazą krajeńską (16,8 ka BP) i fazą pomorską (16,2 ka BP) (Kozarski 1995). W omawianym obszarze arealnemu zamarciu uległy znaczne połacie spękanego lądolodu. Niektóre jego szczeliny były początkowo zablokowane, w innych przepływ wód odbywał się swobodnie. Zaowocowało to podziałem form szczelinowych na dwa typy:

http://rcin.org.pl

z wypełnieniem osadami fluwioglacjalnymi i z wypełnieniem osadami spływowo-wytopiskowymi. Jednocześnie akumulowane były osady sandrowe o charakterystycznych cechach wskazujących na dystalne środowisko depozycyjne. Znaczne zróżnicowanie litologiczne osadów, w tym również gleb przełożyło się na zróżnicowanie siedlisk roślinnych w otoczeniu rezerwatu.

Wytapianie brył lodu powodowało powstawanie licznych obniżeń, z których tylko niewielka część, na skutek bardzo niskiego poziomu wód gruntowych, uległa wypełnieniu osadami biogenicznymi. W misie Jeziora Martwego powstało jezioro (prawdopodobnie już w młodszym dryasie, na co wskazuje data radiowęglowa). Początkowo sedymentacja jeziorna polegała na depozycji gytii węglanowych, w miarę upływu czasu zawartość węglanów stopniowo malała. Istotnym, przełomowym etapem był rozwój kożucha roślinności torfowej pływającej po tafli jeziora. Jak wynika z badań G. Kowalewkiego (2003) horyzontalne narastanie pła torfowego w południowej części Borów Tucholskich następuje w tempie 0,25 cm na rok w skali tysiącleci, ale w skali kilkudziesięciu lat może wynosić 1–3 cm/rok.

W opinii autorów rozwój pła zbudowanego z mchów *Sphagnum* nastąpił prawdopodobnie w następstwie nagłego uruchomienia dużej ilości kwasów humusowych oraz pierwiastków rozpuszczających się przy niskich wartościach pH jak Fe i Al z gleb pozbawionych szaty roślinnej. Należy to oczywiście sprawdzić badaniami chemicznymi pobranego rdzenia osadów jeziornych. Wpływ deforestacji na rozwój pła torfowego na obszarze Borów Tucholskich wskazywany był przez M. Lamentowicza i in. (2008) a do podobnych wniosków w Wielkiej Brytanii oraz Kanadzie doszli C.N. French i P.D. Moore (1985) oraz B.G. Warner i in. (1989).

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

4. PRZEKSZTAŁCENIA BRZEGÓW ZBIORNIKA PAKOSKIEGO – SKUTKI DLA WYBRANYCH ELEMENTÓW ŚRODOWISKA PRZYRODNICZEGO [1]

Halina Kaczmarek

4.1. WPROWADZENIE

Utworzenie sztucznego zbiornika wodnego, w wyniku spiętrzenia rzeki bądź jeziora powyżej dotychczasowych stanów maksymalnych, powoduje jakościową i ilościową zmianę czynników i procesów kształtujących jego strefę brzegową, zapoczątkowując nowy, „zbiornikowy" etap jej rozwoju. Przejawem aktywności strefy brzegowej jest cofanie się brzegu w wyniku procesu abrazji oraz procesów stokowych, jak i przyrastanie, będące następstwem akumulacji transportowanych osadów. Strefa brzegowa rozumiana jest tutaj jako przestrzeń rozciągająca się od krawędzi klifu nadwodnego, bądź wyznaczającej maksymalny zasięg fal formy akumulacyjnej, do podnóża skłonu platformy przybrzeżnej, nazywanej również płyzną przybrzeżną. Aktywna, intensywnie rozwijająca się strefa brzegowa zbiornika wodnego nie tylko utrudnia gospodarczą działalność człowieka w jej bezpośrednim otoczeniu, ale co jest rzadko dostrzegane, wpływa również na parametry fizykochemiczne gromadzonej w nim wody, m.in. poprzez dostawę materiału z abradowanego brzegu czy brak litoralu (Banach 1988, 1997; Ovčinnikov i in. 1992; Afri 2005; Grobelska 2006).

Rozwój strefy brzegowej zbiorników warunkowany jest zarówno cechami środowiska przyrodniczego jak i zmianami stanów wody w zbiorniku. Ich wpływ przejawia się poprzez m.in.:

– wielkość wahań poziomu wody, które bezpośrednio wpływają na szerokość przekształcanej strefy brzegowej;

– prędkość piętrzenia i zrzutu wody ze zbiornika, która określa czas oddziaływania falowania na daną część strefy brzegowej,

– długość okresu o niezmiennych, względnie małych amplitudach wahań stanów wody, oraz

– roczny i wieloletni cykl wahań poziomu wody (Ovčinnikov i in. 2002).

Znaczenie reżimu eksploatacyjnego zbiornika w kształtowaniu jego strefy brzegowej wraz z rozwojem badań jest coraz wyraźniej dostrzegane. Długie, często już kilkudziesięcioletnie ciągi badawcze stref brzegowych poszczególnych obiektów wskazują, iż zakres jak i zmienność wahań stanów wody w zbior-

[1] Materiały wykorzystane w artykule, dotyczące lat 2003–2007, zostały zebrane w trakcie realizacji projektu nr EST.I.3020-UDOT-485/2007, finansowanego przez Województwo Kujawsko Pomorskie, za co autorka składa serdeczne podziękowania.

http://rcin.org.pl

niku warunkuje nie tylko intensywność procesów zachodzących w obrębie strefy brzegowej, ale co istotniejsze, kształtują one mechanizm jej rozwoju (Spanilá, Simeonova 1993; Habidov i in. 1999; Banach, Spanila 2000; Ovčinnikov 2003; Lopuch, Levkevič 2003). W rozwoju strefy brzegowej nizinnych, sztucznych zbiorników wodnych, o niewielkich, nie przekraczających 1,5 metra wahaniach stanów wody, wyróżniono trzy, kolejno następujące po sobie stadia przekształcania brzegów:

1) kształtowania, kiedy to następuje narastanie tempa rozwoju procesów brzegowych i stokowych,

2) stabilizacji,

3) obumierania, czyli dynamicznej równowagi, kiedy to natężenie procesów w obrębie strefy brzegowej spada poniżej poziomu sprzed utworzenia zbiornika (Finarov 1986; Sirokov i in. 1992; Banach 1994).

Czas trwania poszczególnych etapów, jak i całego cyklu rozwojowego strefy brzegowej zbiornika od momentu jego utworzenia do osiągnięcia stanu dynamicznej równowagi wydłuża się wraz z wielkością wahań stanów wody na zbiorniku. Na zbiornikach o wahaniach nie przekraczających 0,5 m rozwój strefy brzegowej trwa 5–10 lat, natomiast przy wahaniach od 0,5 do 1,5 m okres ten wydłuża się do 15–25 lat (Levkevič, Lopuch 2003). Powyższe zależności potwierdzają również badania prowadzone w Polsce na zbiorniku Włocławek, który jest również zbiornikiem o małych wahaniach stanów wody, rocznie nie przekraczających 1 metra. Jego brzegi osiągnęły stan dynamicznej równowagi po 12–20-tu latach eksploatacji (Banach 2004). Należy tu jednak podkreślić, iż wzrost amplitudy wahań stanów wody, jaki np. wystąpił na zbiorniku Włocławek na początku obecnego stulecia, może prowadzić do zachwiania stanu dynamicznej równowagi i ponownego, lokalnego wzrostu aktywności jego brzegów (Banach 2004).

Powyższy model rozwoju strefy brzegowej trudno odnosić do stref brzegowych zbiorników cechujących się dużymi, kilkumetrowymi, cyklicznie występującymi wahaniami stanów wody. W takich warunkach dynamika zachodzących w obrębie strefy brzegowej procesów po bardzo intensywnym kilkuletnim okresie początkowego narastania stabilizuje się, jednak nie zmniejsza, a niekiedy wręcz przeciwnie, sukcesywnie wzrasta. Strefy brzegowe tego typu akwenów, bez względu na ich rozmiary czy genezę (pochodzenia rzecznego czy jeziornego!), pomimo często już 30–40-toletniego okresu ich eksploatacji, nadal znajdują się w fazie intensywnego rozwoju (Habidov i in. 1999; Banach, Spanilá 2000; Ovčinnikov 2003; Grobelska 2006). Nie tylko nie wykazują one jakichkolwiek oznak stabilizacji, ale często w ich obrębie, jak np. na dużych zbiornikach syberyjskich, nadal obserwuje się narastanie tempa zachodzących tu procesów jak i wzrost udziału brzegów aktywnych (Ovčinnikov 2003). Będące następstwem kilkumetrowych wahań stanów wody cykliczne rozmywanie platformy przybrzeżnej w fazie obniżania poziomu wody w zbiorniku, stwarza do-

http://rcin.org.pl

godne warunki dla abrazji brzegu w następującej po niej fazie (okresie) wysokich stanów wody w zbiorniku (Habidov i in. 1999). Prowadzi to do permanentnego ożywiania strefy brzegowej w każdym cyklu eksploatacyjnym zbiornika. Stawia to pod znakiem zapytania możliwość osiągnięcia przez strefy brzegowe tego typu akwenów stabilizacji i stanu dojrzałości.

Z taką sytuacją spotykamy się w przypadku położonego w dolinie rz. Noteci Zachodniej Zbiornika Pakoskiego, cechującego się dużymi, średnio wynoszącymi 2,6 m/rok, wahaniami stanów wody. Pomimo ponad 30 letniego już okresu eksploatacji akwenu jego strefa brzegowa nadal cechuje się dużą aktywnością. W szczególności recesja brzegów rodzi wiele bezpośrednich problemów dla użytkowników zbiornika, tj. zagrożenie stabilności infrastruktury technicznej w wyniku „podchodzenia" aktywnych klifów w pobliże zabudowań, odsłanianie rur, wymywanie pomostów czy rozmywanie dróg. Ponadto, materiał dostający się do zbiornika bezpośrednio z niszczonych brzegów wpływa na pogorszenie jakości zawartej w nim wody.

4.2. CEL, ZAKRES I METODY BADAŃ

Celem badań było określenie wielkości i tempa recesji brzegów zbiornika oraz objętości materiału usuniętego z brzegów zbiornika, w wybranych przekrojach poprzecznych, po ponad 30-latach eksploatacji zbiornika z wykorzystaniem przestrzennego cyfrowego modelu terenu.

Obszar badań, obejmuje całą, ponad 50-kilometrowej długości strefę brzegową zbiornika wraz z jego najbliższym otoczeniem. Systematyczne prace terenowe na tym obiekcie autorka rozpoczęła w 1999 r., tj. po 24 latach istnienia zbiornika, i prowadzi je do chwili obecnej. Rozpoznanie cech pierwotnej, podlegającej przekształcaniu strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego, oparto na bogatych materiałach archiwalnych. Należą do nich m.in. różnoskalowe mapy topograficzne, geologiczne, geomorfologiczne i hydrologiczne z okresu między- i powojennego; plany sytuacyjne najbliższego otoczenia spiętrzonych jezior; panchromatyczne zdjęcia lotnicze, plany batymetryczne jezior oraz archiwalne dokumentacje geologiczne. Ważnym uzupełnieniem powyższych materiałów archiwalnych są publikacje dotyczące Jezior Pakoskich z zakresu geomorfologii (Bartkowski 1962; Niewiarowski 1976) i hydrologii (Pietrucień 1976, 1983).

Materiał, zebrany przez autorkę w ciągu 9 lat badań, w szczególności prac terenowych, pozwala nie tylko na jakościową ocenę tendencji rozwojowych w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego ale pozwala również na ilościowe określenie zachodzących tu zmian w stosunku do sytuacji „wyjściowej", tj. z 1975 r., jak również obecnie, tj. w latach 1999–2007.

W wyniku prac wykonanych w ramach niniejszego projektu:

– określono tempo recesji brzegów Zbiornika Pakoskiego w wybranych przekrojach poprzecznych w latach 2003–2007 wraz z kubaturą wyniesionego materiału;

http://rcin.org.pl

– wykonano ponowne kartowanie strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego na podkładzie map w skali 1:10 000 z określeniem jej zmienności w stosunku do poprzedniego kartowania wykonywanego w roku 2003;

– stworzono interaktywny, cyfrowy model przestrzenny Zbiornika Pakoskiego w skali 1:10 000 wraz z naniesionymi wynikami badań tj. wielkością recesji brzegów zbiornika.

4.3. OBSZAR BADAŃ

Zbiornik Pakoski został utworzony w 1975 roku. Powstał on w efekcie podniesienia o 4,5 m poziomu wody w dwóch naturalnych jeziorach, istniejących już co najmniej od młodszego dryasu (Niewiarowski 1976). Jest to **największy w Polsce** zbiornik typu jeziorowego (Gołdyn 1990). Objętość akwenu w efekcie spiętrzenia wzrosła o ponad 110% i wynosi 86,5 mln m^3. Pozostałe parametry zamieszczone są w tabeli 4.1. Zbiornik podzielony jest sztucznymi groblami na cztery, odrębne części, pomiędzy którymi następuje swobodna wymiana wody. Są to jeziora: Pakoskie Północne, Pakoskie Południowe nazywane również Trląg, Bronisławskie i Kunowskie. Zbiornik ten, zarówno jako całość jak i poszczególne jego części, mają wyraźnie wydłużony charakter. Akwen położony jest w obrębie południkowo przebiegającej rynny subglacjalnej, rozdzielającej wysoczyzny Kujawską i Gnieźnieńską. W obrębie strefy brzegowej występują utwory czwartorzędowe: zwarte gliny pylaste i piaszczyste, rzadziej piaski gliniaste i torfy.

Tabela 4.1. Parametry Zbiornika Pakoskiego

Parametr	Wartość
powierzchnia: przed piętrzeniem po piętrzeniu (79,4 m n.p.m.)	8,1 km^2 13,02 km^2
pojemność całkowita: przed piętrzeniem po piętrzeniu (79,4 m n.p.m.) pojemność użytkowa	40,6 mln m^3 86,46 mln m^3 (wzrost o 110%) 41,36 mln m^3 (48%)
głębokość : średnia maksymalna	9,2 m 18,6
szerokość: średnia maksymalna	0,74 km 2,0 km
długość	20,1 km
całkowita długość linii brzegowej	50,55 km*

* – na podstawie mapy w skali 1 : 10 000 (Grobelska, 2006)

Naturalny poziom wody w Jeziorach Pakoskich przed ich spiętrzeniem znajdował się na wysokości ok. 75 m n.p.m (Niewiarowski 1976) i oscylował w granicach 0,5 m. Znaczne podniesienie poziomu wody w misie jeziornej spowodowało zatopienie dojrzałej, jeziornej strefy brzegowej, oraz zapoczątkowało rozwój nowej formy na wyższych rzędnych.

http://rcin.org.pl

Zbiornik Pakoski, jest częścią składową systemu Noteci Zachodniej. Wraz z dopływającą do niej w Pakości Notecią Wschodnią kształtuje odpływ Noteci poniżej Zbiornika Pakoskiego, zwanej od tego miejsca Notecią Połączoną.

4.4. WAHANIA STANÓW WODY

Czynnikiem sprawczym wywołującym przekształcanie strefy brzegowej zbiornika jest falowanie wiatrowe, które uruchamia proces abrazji brzegu a następnie sortowanie, transport i akumulację osadu. Przebieg tych procesów, zależny jest nie tylko od parametrów fal – ich wysokości czy intensywności falowania i związanych z nimi prądów przybrzeżnych, ale również od reżimu pracy urządzeń piętrzących. Warunkują one występujące na zbiorniku wahania stanów wody.

Na Zbiorniku Pakoskim nie prowadzono badań falowania. Jego podstawowe parametry obliczono na podstawie wzorów:

1. Adriejanova, gdzie wysokość (H) i długość fali wyliczona jest w oparciu o prędkość wiatru w m/s (V) i długość rozbiegu fali w km (D):

$$H = 0{,}0208\ V^{5/4}D^{1/3};$$

$$L = 0{,}304VD^{1/2}.$$

Dla wzorów tych zastosowano współczynniki korygujące, wyznaczone przez Okulanisa dla podobnej wielkości i morfologii Jezior Raduńsko-Ostrzyckich (1981), które wynoszą odpowiednio dla wysokości fali H = 0,0112 i jej długości L = 0,132 oraz

2. Djakovej, który uwzględnia również średnią głębokość jeziora (F):

$$H = 0{,}0186\ V^{0,71}D^{0,24}F^{0,54},$$ *(Piętrzenie Jeziora Pakość...*, 1956)

Obliczone na ich podstawie parametry fal, przy maksymalnych obserwowanych wartościach uwzględnianych parametrów, tj. prędkości wiatru równej 15 m/s, odległości rozbiegu fali 5,5 km oraz średniej głębokości akwenu, która wnosi 9,2 m, wynoszą:

– wysokość fali:

wg Adriejanova H = 0,584 m;

wg Djakovej H = 0,635

średnia z dwóch wzorów H = 0,61 m,

– długość fali:

L = 4,64 m.

http://rcin.org.pl

Tabela 4.2. Tempo cofania się aktywnego klifu na Zbiorniku Pakoskim w wybranych przekrojach poprzecznych

Monitorowane fragmenty brzegu (numer i lokalizaoja przekroju poprzecznego)	Obecna wysokość aktywnego klifu m	Tempo abrazji (m/r) i kubatura wyniesionego materiału (m^3/r/1mb)		
		1975–2003 *	tempo	kubatura materiału
1. Ostrowo	1,42-1,6	przemieszczenie – całkowite: 25 m – średnie: 0,89 m/r	1999 – 0 m 2000 – 0 m 2001 – 0 m 2001/2002 – 0,4 m zima 2002/2003 – 0,3 m 0,7 m/4 lata, średnio 0,18 m/r (1999–2003) 0,4m/4 lata, średnio 0,1 m/r (2003–2007) średnio 0,19 m/1 rok w latach 2001–2007	0,64 m^3/ lata 2003-2007/1 mb; średnio 0,16 m^3/r/1mb
2. Dobieszewice	1,3	-	1,1 m – górna części klifu 0,9 m – dolna część klif	
Dobieszewice (przekrój pomocniczy, położony 200 m na północ od przekroju nr 2)	0,84	przemieszczenie – całkowite: 22,1 m – średnie: 0,79 m/r	10.2001–3.2003 – 0,05 m/r średnio 0,2m/1 rok w latach 1999–2007	
3. Kołuda Mała	4,61	przemieszczenie – całkowite: 12m – średnie: 0,43 m/r	1990 – 0 m 2000 – 0 m 2001 – 0 m 8.2001–4.2002 – 1,1 m 4.2003–6.2003 – 0,6 m 8.2003–9.2003 - 0,15 m 1,85 m/ 4 lata, średnio 0,46 m/r w latach 2001–2004 średnio 0,07–0,12 m/1 rok w latach 2003–2007	
4. Skalmierowice	0,39	przemieszczenie – całkowite: 35 m – średnie: 1,25 m/r	1999–2000 – 0,05 m 2000–2001 – 0,15 m 0,2 m/4 lata, średnio 0,05 m/r w latach 2001–2004 średnio 0,1 m/1 rok w latach 1999–2007	
5. Gociwie	0,44	przemieszczenie – całkowite: 32,8 m – średnie: 1,17 m/r	średnio 0,20 m/1 rok w latach 2003–2007	

Wielkość całkowitego cofnięcia się klifu została wyznaczona jako odległość pomiędzy okresowo osuszanymi pniami drzew otaczającymi jeziora przed ich piętrzeniem a obecnym aktywnym klifem. Kubaturę wyabradowanego materiału obliczono z iloczynu powierzchni aktywnej ściany klifu i wielkości jej recesji.

http://rcin.org.pl

Pełnione przez Zbiornik Pakoski funkcje retencyjna i przeciwpowodziowa determinują reżim stanów wody w tym akwenie. W okresie zimowo-wiosennym gromadzone są w nim wody roztopowe w celu zabezpieczenia przed zalaniem doliny Noteci poniżej zbiornika i zmagazynowania jej dla celów przemysłowych. Natomiast w okresie letnio-jesiennym zgromadzona woda wykorzystywana jest do nawodnień pól i zabezpieczenia przepływów nienaruszalnych na Noteci Połączonej poniżej zbiornika. Pełnione funkcje, jak również fakt, że blisko połowa wody w nim gromadzonej to pojemność użytkowa, powodują w ciągu roku znaczne wahania stanów wody (ryc. 4.1). Dopuszczalna amplituda wahań stanów wody wynosi 3,9 m (Iłowska, Łyczywek 2000). Wahają się one od 75,5 m n.p.m., tj. 0,6 m powyżej maksymalnych stanów wody występujących na tych jeziorach przed ich spiętrzeniem, do 79,4 m n.p.m.

Zmiany stanów wody zarówno w okresie piętrzenia jak i zrzutu wody mają charakter jednostajny i stałą tendencję. W okresie jesienno-zimowym – rosnącą a w okresie wiosenno-letnim – malejącą. Zmieniają się one jednostajnie, od 1 do 3 cm na dobę. W rocznym przebiegu stanów wody nie obserwuje się okresów dłuższego utrzymywania się jej na jednym poziomie.

Analizując stany wody w zbiorniku w całym okresie jego eksploatacji, tj. lata 1975–2007 (ryc. 4.1), można stwierdzić, że tylko sporadycznie przekraczały one stany dopuszczalne. O ile w pierwszych latach jego eksploatacji (1975–1980) zdarzały się okresy kilkucentymetrowego obniżania poziomu wody poniżej dopuszczalnego minimum, to w późniejszym okresie sytuacje takie nie wystąpiły. Stany maksymalne na zbiorniku zostały przekroczone tylko w lipcu 1980 roku. Roczne amplitudy stanów wody wahają się między 0,65 m (1993 r.) a 3,59 m (1980 r.). W całym okresie jego funkcjonowania najczęściej występowały stany średnie – 76,3–76,8 m n.p.m., które stanowiły 27% wszystkich obserwowanych dobowych stanów wody.

Przy maksymalnych amplitudach stanów wody powierzchnia zbiornika zmniejsza się o 4,7 km^2, tj. o 36%. Oznacza to, że 1/3 czaszy zbiornika może być okresowo zalewana i osuszana.

W okresie prowadzonych przez autorkę badań (lata 1999–2007) stany wody na Zbiorniku Pakoskim mieściły się w przyjętych normach eksploatacyjnych. Stany wysokie występowały na przełomie miesięcy wiosenno-letnich, natomiast niskie w okresach jesiennych. Najwyższe stany wody wystąpiły w maju 1999 r. – 79,04 m n.p.m., oraz na przełomie maja i czerwca 2007 r. – 79,08 m n.p.m., najniższe natomiast na przełomie października i listopada 2003 r. – 75,57 m n.p.m., tj. zaledwie 7 cm powyżej dopuszczalnego minimum. Roczne amplitudy wahały się od 1,90 m do 2,84 m. W analizowanych latach, zarówno minimalne jak i maksymalne stany wody osiągały różne rzędne, co ma bezpośredni wpływ na proces abrazji brzegów zbiornika. W latach o niskich osiąganych stanach maksymalnych, jakie wystąpiły w 2000 i 2003 r., znacznie ograniczona zostaje dostawa świeżego materiału z abradowanego klifu w obręb podwodnej części

http://rcin.org.pl

strefy brzegowej. Stany maksymalne w tym okresie oscylowały między 78,12 a 79,08 m n.p.m. a stany minimalne w przedziale 75,57–76,63 m n.p.m.

Na podkreślenie zasługuje fakt, że w latach 2003–2006 na Zbiorniku Pakoskim dominowały niskie bądź średnie stany wody. Fakt ten ma istotne znaczenie dla rozwoju strefy brzegowej tego akwenu. Maksymalne stany wody w tym trzyletnim okresie nie osiągały podstawy aktywnego klifu, tym samym nie zachodziło bezpośrednie podmywanie klifów. Rozmywaniu podlegała natomiast platforma przybrzeżna. Dopiero w roku 2007 na Zbiorniku Pakoskim wystąpiły stany wody w granicach maksymalnych, dopuszczalnych wartości, powodując podmywanie klifów (tab. 4.2, ryc. 4.1).

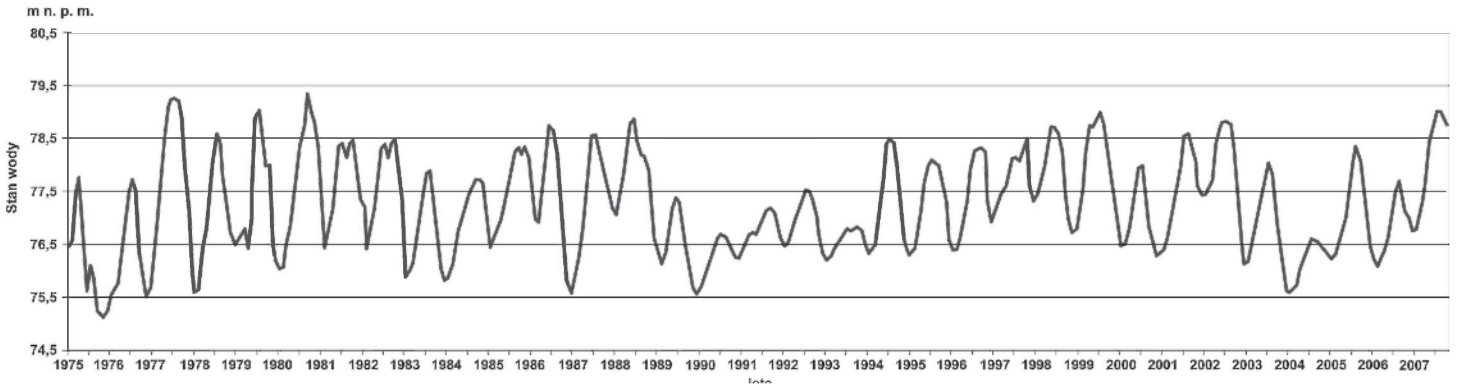
Wahania stanów wody na Zbiorniku Pakoskim, w całym okresie prowadzonych przez autorkę badań, tj. lata 1999–2007, pozwoliły na przeanalizowanie procesów przekształcania strefy brzegowej w granicach maksymalnych występujących na zbiorniku amplitud stanów wody. Umożliwiło to analizę procesów kształtowania strefy brzegowej zarówno w okresach małej jak i dużej dostawy materiału z aktywnych klifów. Z kolei stany niskie, zbliżone do absolutnych dopuszczalnych wartości minimalnych umożliwiły dokładne zbadanie znacznej części platformy przybrzeżnej oraz występujących tu form akumulacyjnych. Szczególnie korzystne pod tym względem były lata 2002 i 2003 w których to amplitudy stanów wody wynosiły odpowiednio 2,84 i 2,55 m., a osiągnięte stany maksymalne i minimalne były zbliżone do wartości dopuszczalnych. Niestety, bardzo wysokie stany wody, jakie występowały na Zbiorniku Pakoskim w roku 2007, uniemożliwiły wykonanie badań porównawczych w zakresie rozwoju tych form w odniesieniu do poprzedniego okresu pomiarowego tj. ich stanu z roku 2003.

4.5. TYPY BRZEGÓW ZBIORNIKA PAKOSKIEGO

W badaniach strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego, przez cały okres prowadzonych badań stosowano klasyfikację opartą na najczęściej stosowanym kryterium genetycznym (Ovčinnikov 1996). Charakter przekształcanego fragmentu brzegu rozpatrywano w ujęciu całościowym jako wypadkową procesów zachodzących zarówno przy wysokich jak i niskich stanach wody. Wyróżniono pięć typów brzegu: abrazyjny, akumulacyjny, neutralny, biogeniczny i umocniony.

Obecnie, po ponad 30 latach eksploatacji Zbiornika Pakoskiego jego strefa brzegowa nadal znajduje się w fazie kształtowania. Nieumocnione brzegi na Zbiorniku Pakoskim, na 81% długości, są aktywne, tzn. **akumulacyjne (20,4%)** bądź **abrazyjne (60,6%)**, przy czym zdecydowanie bardziej przekształcany jest brzeg prawy niż lewy, odpowiednio 88% i 73% brzegów aktywnych. Współczynnik stabilności brzegów, tj. stosunek odcinków akumulacyjnych do abrazyjnych wynosi 0,34.

http://rcin.org.pl



Ryc. 4.1. Średnie miesięczne stany wody na Zbiorniku Pakoskim w latach 1975–2007

Mean monthly water levels in the Pakość Reservoir in 1975–2007

http://rcin.org.pl

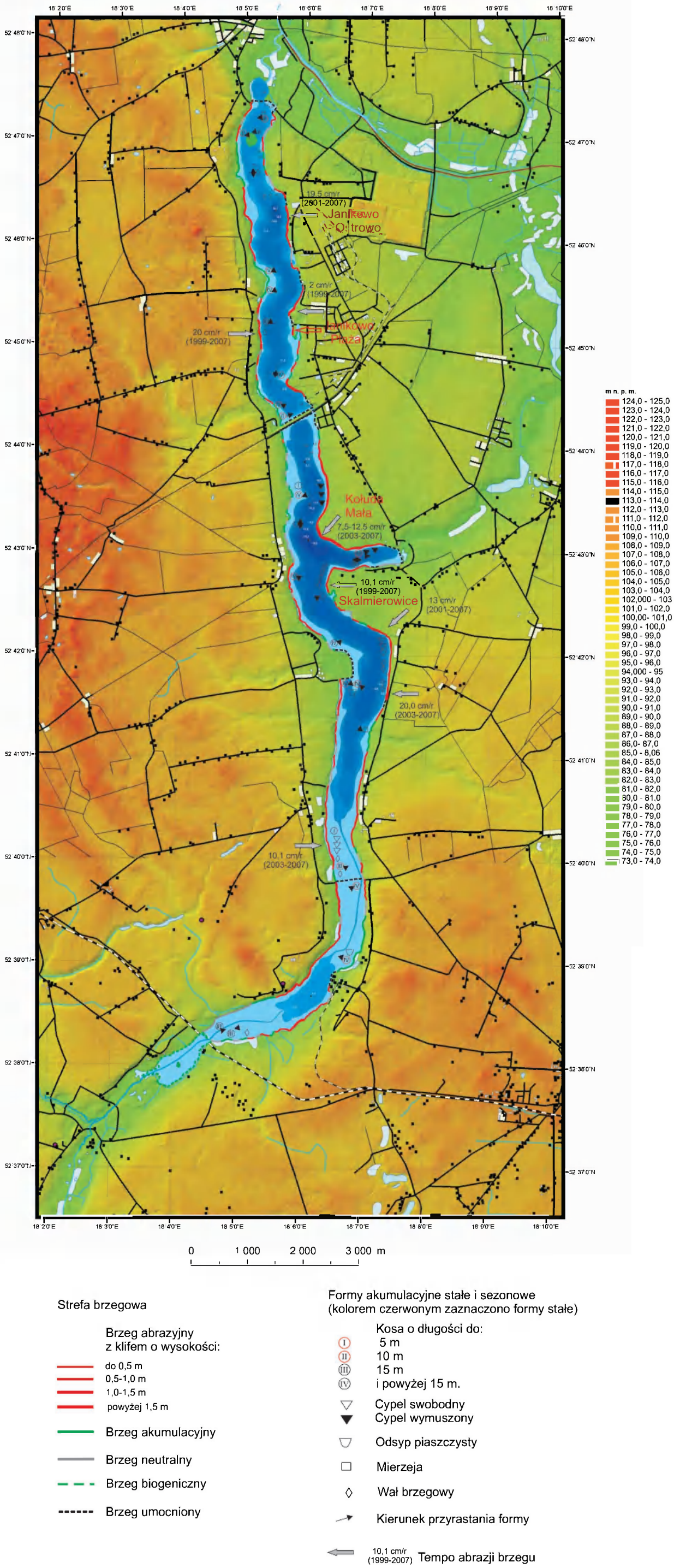
Trzykrotne kartowanie brzegów zbiornika wykonane w latach 1999, 2003 i 2007, nie wykazało zmian charakteru poszczególnych fragmentów brzegu. Sumaryczna długość poszczególnych typów brzegów zbiornika w poszczególnych latach była taka sama. W trakcie prac terenowych wykonanych w roku 2007 zaobserwowano jednak **bardzo wyraźne nasilenie procesu abrazji na odcinkach abrazyjnych z najniższym, nie przekraczającym 0,5 m wysokości klifem**, jak również przejawy zaburzenia stabilności brzegów neutralnych.

Proces tempa abrazji brzegu należy rozpatrywać zarówno w płaszczyźnie poziomej jak i pionowej. W przypadku Zbiornika Pakoskiego zmienność tego procesu rozpatrywano w dwóch przedziałach czasowych. Pierwszy, za okres od 1975 r. tzn. od momentu utworzenia Zbiornika Pakoskiego do 2003 r. na podstawie kompilacji materiałów archiwalnych i bezpośrednich pomiarów terenowych. Drugi, za lata 1999–2007, z podziałem na okresy: lata 1999–2003 i 2003–2007, w oparciu o bezpośrednie pomiary terenowe. Tempo recesji brzegu oraz kubaturę wyabradowanego materiału w wybranych przekrojach poprzecznych Zbiornika Pakoskiego zaprezentowano w tabeli 4.2 i na rycinie 4.2.

Abrazyjna, tj. odlądowa część platformy przybrzeżnej Zbiornika Pakoskiego, w okresie jego funkcjonowania w odległości około 15–20 m od podnóża obecnego klifu, obniżyła się o 0,4–0,8 m w stosunku do swojego pierwotnego położenia. Natomiast aktywna krawędź klifu w okresie funkcjonowania zbiornika, w różnych miejscach cofnęła się minimum od 12 do 35 metrów (Grobelska 2006). Najniższe wartości liniowe występują wzdłuż brzegu przygłębiowego z blisko 5-metrowej wysokości klifem. Średnie tempo jego cofania wynosiło tu 0,43 m/rok. Najwyższe wartości zanotowano natomiast wzdłuż brzegu przypłyciznowego z niewielkim, zaledwie 0,4-metrowej wysokości klifem, który cofnął się o 35 m. Średnie tempo jego cofania się wyniosło tu aż 1,25 m/rok (Grobelska 2006). Ze względu na brak jakichkolwiek pośrednich pomiarów przekształceń strefy brzegowej są to średnie wartości za cały okres funkcjonowania zbiornika. Nie upoważniają one do wypowiadania się na temat okresowych tendencji czy zmian w natężeniu tego procesu, jakie były obserwowane w rozwoju stref brzegowych innych zbiorników, których strefy brzegowe są obiektem kilkudziesięcioletnich, systematycznych badań (Banach 1994, 2004; Spanila 1998; Ovčinnikov 2003). W oparciu o bezpośrednie pomiary terenowe można natomiast stwierdzić, że liniowa recesja klifu w latach 1999–2007 w poszczególnych sezonach wynosiła **od 0 do 1,1 m**. Średnie tempo cofania się aktywnych klifów w poszczególnych przekrojach wynosiło **od 0,05 do 0,46 m/r w latach 1999–2003 i od 0,2 do 0,02m/r w latach 2003–2007**. Badania przeprowadzone w 2007 roku wskazują na nadal duże, w skali omawianego zbiornika, tempo recesji abrazyjnych fragmentów brzegu Zbiornika Pakoskiego.

Pionowe zmiany w obrębie platformy przybrzeżnej w jednym cyklu pracy zbiornika wynoszą od 0,1 do 0,15 m w części akumulacyjnej do zaledwie 2–3 cm w części abrazyjnej.

http://rcin.org.pl



Ryc. 4.2. Klasyfikacja brzegów Zbiornika Pakoskiego wraz z obecnym tempem abrazji oraz batymetrią zbiornika

Classification of the Pakość Reservoir shores with current abrasion rate and reservoir bathymetry

Przejawem rozwoju strefy brzegowej zbiornika są nie tylko formy związane z abrazyjnym jej przekształcaniem, ale również formy akumulacyjne (Banach 1994). W obrębie strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego w jednym cyklu jego pracy, obserwujemy duże ich urozmaicenie, od prostych odsypów czy cypli po kilkuramienne kosy. Formy akumulacyjne występują na całej osuszonej części platformy przybrzeżnej, najpowszechniej w poziomie najczęstszych stanów wody, tj. 76,3–76,9 m n.p.m. Zdecydowanie częściej występują one wzdłuż brzegów przypłyciznowych niż przygłębiowych. Formy małe, sezonowe występują w różnych sytuacjach morfologicznych, natomiast formy duże, o charakterze stałym, zachowujące się w kolejnych sezonach, umiejscowione są na wygięciach linii brzegowej rozdzielających abrazyjne odcinki brzegu. Dominacja form okresowych nad formami stałymi, jak również obecność zaledwie jednej formy zamykającej, wskazuje na początkowy etap kształtowania strefy brzegowej (Grobelska 2006).

Zrejestrowano zaledwie pięć form o charakterze stałym. Podczas prowadzonych przez autorkę badań, formy te osiągnęły swoje maksymalne rozmiary w 2003 r. Na zbiorniku wystąpiły wówczas najniższe z obserwowanych stany wody, zaledwie kilka centymetrów przewyższające absolutne minimum. W późniejszych latach, o ile wspomniane formy odradzały się o tyle ich parametry, zarówno miąższość zakumulowanego materiału jak i rozmiary, były wyraźnie zredukowane.

Duże wahania stanów wody w Zbiorniku Pakoskim warunkują wieloetapowość rozwoju form akumulacyjnych. Formy większe są najczęściej złożone z różnogenetycznych form mniejszych. Ciągłe obniżanie poziomu wody, prowadzi do przemieszczania po platformie strefy zmywu i napływu. Najwyraźniejsze skutki morfologiczne tej migracji uwidaczniają się w przypadku plaży, która składa się z kilku równoległych wałów, często oddzielonych oczkami wodnymi. Cechą charakterystyczną obserwowanych form jest ich „rozciąganie" po platformie wraz z opadającym poziomem wody w zbiorniku. W efekcie, w przeciwieństwie do form akumulacyjnych na zbiornikach o małych wahaniach stanów wody, miąższość występujących w nich osadów nie zawsze wzrasta, a niekiedy wręcz maleje w kierunku linii wody. Największe nagromadzenie form akumulacyjnych na Zbiorniku Pakoskim występuje obecnie wzdłuż brzegów przypłyciznowych.

http://rcin.org.pl

4.6. PODSUMOWANIE

Założona w 1999 roku, i nadal sukcesywnie poszerzana, sieć pomiarowa w obrębie strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego pozwala na ciągły jej monitoring. Prowadzone badania wykazują, iż pomimo już ponad 30-letniego okresu funkcjonowania tego zbiornika nadal zachodzi proces jej kształtowania.

Charakter i przebieg procesów występujących w strefie brzegowej Zbiornika Pakoskiego cechuje się wyraźną wieloletnią i roczną zmiennością, uwarunkowaną dużymi, kilkumetrowymi wahaniami stanów wody. Istotna jest tutaj zarówno ich wielkość jak i zakres. Nie w każdym cyklu eksploatacyjnym Zbiornika Pakoskiego, gromadzona w nim woda osiąga poziom równy bądź wyższy od podstawy aktywnego klifu, który jest jedynym źródłem materiału dostarczanego w obręb kształtującej się platformy przybrzeżnej, umożliwiając jej rozwój. Z kolei wielkość amplitudy stanów wody bezpośrednio wyznacza szerokość części platformy przybrzeżnej podlegającej przekształcaniu.

W latach 2003–2007, średnio tempo recesji brzegu Zbiornika Pakoskiego, w monitorowanych przekrojach poprzecznych, wynosiło od 0,02 do 0,2 m/r. i jest wartością niższą w stosunku do wartości średniej uzyskanej dla całego okresu jego funkcjonowania.

Należy tutaj podkreślić, iż przy ocenie tempa cofania się brzegów nie należy zapominać, że jest to proces zachodzący w pierwszej fazie punktowo, czego przejawem są powszechnie występujące i rozwijające się nisze abrazyjne. Dopiero w dalszym etapie, po ich połączeniu abrazja przyjmuje charakter liniowy. Ponadto, wykonana przez autorkę 9-letnia seria pomiarowa wskazuje na epizodyczny, skokowy charakter jego przebiegu. Długie, czasami nawet kilkuletnie okresy stagnacji aktywnej ściany klifu, kiedy to wynoszony jest materiał zgromadzony u jej podstawy, przeplatają się z epizodami bardzo efektywnymi, podczas których dochodzi do odrywania znacznych fragmentów ściany. Ponadto, należy pamiętać o, mimo wszystko, niewielkiej długości wykonanej serii pomiarowej, szczególnie w świetle małego tempa przekształceń zachodzących w obrębie tej strefy brzegowej, a uzyskane wartości należy traktować z dużą ostrożnością.

http://rcin.org.pl

PODZIĘKOWANIA

Program grantów wojewódzkich wskazuje na ugruntowujące się coraz bardziej w świadomości władz lokalnych przekonanie, że wspieranie nauki przyczynia się do podniesienia roli i konkurencyjności w stosunku do innych regionów Polski, a także przyczynia się, w dłuższej perspektywie, do podniesienia jakości życia, niezależnie czy są to dziedziny techniki, nauki czy sztuki. Zaprezentowane opracowania zostały zrealizowane dzięki projektom, które Zarząd Województwa Kujawsko-Pomorskiego wybrał do realizacji w celu rozwiązania konkretnych problemów z dziedziny ochrony środowiska. Pragniemy podziękować za właściwe rozumienie roli nauki oraz zaufanie.

W toku realizacji grantów oprócz samorządu województwa kujawsko-pomorskiego życzliwego wsparcia udzieliły: Lasy Państwowe – Nadleśnictwo Trzebciny, Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Regionalny Zarząd Gospodarki Wodnej w Poznaniu – Inspektorat Eksploatacji Wód w Bydgoszczy, Wojewódzki Konserwator Przyrody, Urząd Miasta i Gminy Janikowo. W tym miejscu pragniemy pracownikom wyżej wymienionych instytucji podziękować za okazaną pomoc.

Recenzentom tomu: prof. dr hab. Władysławowi Niewiarowskiemu i doc. dr hab. Romanowi Soji dziękujemy za trud oceny merytorycznej pracy oraz zaproponowane sugestie zmian.

http://rcin.org.pl

PODSUMOWANIE KOŃCOWE

Przedstawione w monografii problemy nie są jeszcze ostatecznie rozwiązane. Dotyczy to wszystkich trzech prezentowanych opracowań. Zarysowują one pytania do rozwiązania i definiują zagrożenia wywołane różnymi formami działalności człowieka. Tym niemniej materiał w nich zaprezentowany stanowi doskonały punkt wyjścia do dalszych badań.

W pierwszym opracowaniu przedstawiono najnowsze wyniki badań hydrologicznych przeprowadzonych na Kujawach przed rozpoczęciem funkcjonowania nowej odkrywki eksploatacji węgla brunatnego w Tomisławicach. Plany uruchomienia odkrywki wywołały protesty organizacji ekologicznych i lokalnych społeczności oraz duże zainteresowanie mediów. Badania obejmowały zarówno wody powierzchniowe (przepływy Noteci i jej dopływów, stany wody Jeziora Gopło) jak i podziemne. Przedstawiono zmienność warunków hydrologicznych w czasie i przestrzeni, zanim rozpoczęły się prace terenowe przy powstaniu odkrywki.

W przypadku analizy stosunków hydrologicznych w otoczeniu przygotowywanej do eksploatacji odkrywkowej kopalni węgla brunatnego „Tomisławice" stwierdzono możliwość występowania większego niż się zakłada leja depresyjnego w poziomie wód czwartorzędowych w dolinie Górnej Noteci (rejon Łyska). Może to doprowadzić do infiltracji wód Noteci. Zwrócono też uwagę na szczupłość zasobów wodnych w tym regionie Polski, która w niesprzyjających warunkach pogodowych, to jest w czasie długotrwałej suszy, może doprowadzić do całkowitego zaniku wód powierzchniowych.

Drugie opracowanie dotyczyło geomorfologicznych uwarunkowań funkcjonowania rezerwatu torfowiskowo-jeziornego „Jezioro Martwe" w Borach Tucholskich. Poruszono tu kwestie dotyczące morfogenezy obszaru otaczającego ten rezerwat, jak i samej misy jeziornej, warunków glebowych, specyfiki powstałej roślinności. Wykazano, że rozwój pła torfowcowego nie miało związku ze środowiskiem skalnym, ubogim w substancje mineralne i odżywcze, bo występują tu osady związane z wytapianiem, bogatych w materiał morenowy, brył martwego lodu. Rozwój pła miał raczej przyczyny autogeniczne związane z naturalną sukcesją roślinną, ale wspomaganą i przyspieszaną działalnością człowieka polegającą na wymianie mezofilnej roślinności leśnej na acydofilną związaną z monokulturami sosnowymi.

W trzecim opracowaniu przedstawione zostały najnowsze wyniki badań dotyczące rozwoju strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego, gdzie daje się zauważyć brak stabilizacji części brzegów mimo już trzydziestoletniego okresu funkcjonowania zbiornika. Po kilkuletnim okresie stabilizacji brzegów obserwowana jest obecnie intensywna abrazja klifów, wskazująca na skokowy charakter rozwoju nadwodnej części strefy brzegowej. Nadal występują tu odcinki brzegu z aktywnymi procesami abrazji i akumulacji. Ponadto w ostatnich latach zauważa się wzrost intensywności procesów abrazji brzegów niskich, przypłyciznowych. Obserwacje te wskazują na skomplikowany w czasie przebieg dostosowywania się linii brzegowej w spiętrzanych naturalnych jeziorach.

http://rcin.org.pl

LITERATURA

Absalon D., 1998, *Antropogeniczne zmiany odpływu rzecznego w zlewni Rudy*, Prace Naukowe UŚ, Nr 1732, UŚ, Katowice.

Andrzejewski L., 1994, *Ewolucja systemu fluwialnego doliny dolnej Wisły w późnym vistulianie i holocenie na podstawie wybranych dolin jej dopływów*, Rozprawy UMK, Toruń.

Arfi R., 2005, *Seasonal ecological changes and water level variations in the Sélingué Reservoir (Mali, West Africa)*, Physics and Chemistry of the Earth, 30, s. 432–441.

Atlas hydrologiczny Polski, 1987, J. Stachy (red.), Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Babiński Z., 1984, *The effects of human activity on changes in the lower Vistula channel*, Geographia Polonica 50, s. 271–282.

– 1997, *Procesy erozyjno-akumulacyjne poniżej stopnia wodnego Włocławek, ich konsekwencje i wpływ na morfodynamikę planowanego zbiornika Nieszawa*, Top- Courier. Toruń.

Banach M., 1988, *Główne procesy a osady w strefie brzegowej zbiornika Włocławek*, Przegląd Geograficzny, 60, s. 267–299.

– 1994, *Morfodynamika strefy brzegowej zbiornika Włocławek*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 161.

– 1997, *Rozwój procesów egzogenicznych w projektowanej kaskadzie dolnej Wisły (KDW)*, Przegląd Geograficzny, 69, 1–2, s. 121–139.

– 2004, *Ewolucja strefy brzegowej zbiorników zaporowych*, Dokumentacja Geograficzna, 31, s. 11–12.

Banach M., Spanilá T., 2000, *Geodynamic evolution of water reservoir banks*, Acta Montana IRSM AS CR, Series A, 15,116, s. 45–66.

Banaszak J. (red.), 2003, *Stepowienie Wielkopolski – pół wieku później*, Wydawnictwo Akademii Bydgoskiej, Bydgoszcz.

Bartczak A., 2007, *Wieloletnia zmienność odpływu rzecznego z dorzecza Zgłowiączki*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 209.

Bartkowski T., 1962, *O terasach nad Jeziorem Pakoskim (Wysoczyzna Kujawska)*, Czasopismo Geograficzne, 33, 3.

Bąk B., 2003, *Warunki klimatyczne Wielkopolski i Kujaw, Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie*, t. 3, zeszyt specjalny (9), Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, s. 11–38;

Berglund B., Bogaczewicz-Adamczak B., Miotk-Szpiganowicz G., 1989/1990, *Vegetation history human impact and development of the lakes in Bory Tucholskie, Pomerania*, Quaestiones Geographicae 15/16, s. 11–22.

Błaszkiewicz M., 2005a, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Stara Kiszewa*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

– 2005b, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Zblewo*. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

– 2005c, *Późnoglacjalna i wczesnoholoceńska ewolucja obniżeń jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia cześć Pomorza)*, Prace Geograficzne 201, IG i PZ PAN, Warszawa.

– 2008, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Osiek*, Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa.

http://rcin.org.pl

Bogaczewicz-Adamczak, 1990, *Paleolimnologia jezior Borów Tucholskich*, [w:] K. Tobolski (red.), *Paleoekologia i paleolimnologia postglacjału niżu polskiego (na przykładzie środkowej Wielkopolski i Borów Tucholskich)*, Wydawnictwo SGGW-AR, Warszawa, s. 36–42.

Boiński M, 1993, *Szata leśna Borów Tucholskich*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 49, 5, s. 21–31.

Boiński M., Boińska U., 1993, *Torfowiska Borów Tucholskich i ich ochrona*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, 49, 5, s. 51-57.

Bork H.R., Bork H., Dalchow C., Faust B., Piorr H.P, Schatz T., 1998, *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*, Wirkungen des Menschen auf Landschaften, Klett-Perthes, Gotha-Stuttgart.

Brykała D., 2009, *Przestrzenne i czasowe zróżnicowanie odpływu rzecznego w dorzeczu Skrwy Lewej*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 221, Warszawa.

Byczkowski A., 1999, *Hydrologia*, tom I, SGGW, Warszawa.

Ciepielowski A., Gutry-Korycka M., 1993, *Wpływ różnych form gospodarki na obieg wody. Wpływ melioracji wodnych*, [w:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, Kraków, s. 313–328.

Choiński A., 1995, *Katalog jezior Polski, część trzecia: Pojezierze Wielkopolsko – Kujawskie i jeziora na południe od linii zasięgu zlodowacenia bałtyckiego*, Wydawnictwo Naukowe UAM w Poznaniu, Poznań.

Czaja S., 1988, *Wpływ górnictwa i uprzemysłowienia na reżim odpływu rzek w Górnośląskim Okręgu Przemysłowym na przykładzie zlewni Brynicy do profilu w Sosnowcu*, [w:] ? ? (red.), *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*, Dokumentacja Geograficzna, 4, Instytut Geografii i PZ PAN, Warszawa, s. 65–77.

– 1999, *Zmiany stosunków wodnych w warunkach silnej antropopresji (na przykładzie konurbacji katowickiej)*, Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego, 1782, Katowice.

Czubiński Z., 1947, *Wyniszczenie szaty leśnej Wielkopolski*, [w:] A. Wodziczko (red.), *Stepowienie Wielkopolski – cz. I*, PTPN, Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, Seria B, X, 4, s. 153–166;

Davies R.A. Jr., 1983, *Depositional Systems. A Genetic Approach to Sedimentary Geology*, Prentice Hall, Inc. Englewood Cliffs, New Jersey.

Dąbrowski S., Owczarczak B., 2002, *Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz: Izbica Kujawska (0479)*, PIG, Warszawa.

Degórska B., 1996, *Zmiany lesistości wschodniej części Kujaw w ostatnim dwustuleciu jako wynik oddziaływania człowieka na środowisko*, Przegląd Geograficzny, 68, 1–2, s. 115–136.

Dorożyński R., Skowron R., 2002, *Changes of the basin of Lake Gopło caused by melioration work in the 18th and 19th centuries*, Limnological Review, 2, s. 93–102;

Dynowska I., Jankowski A. T., Soja R., 1985, *Metody oceny wpływu gospodarczej działalności człowieka na odpływ*, Folia Geographica, Series Geographica-Physica, 17, Komisja Nauk Geograficznych PAN, Kraków, s. 105–119.

Dzieduszycki W., 1976, *Wykorzystanie surowca drzewnego we wczesnośredniowiecznej i średniowiecznej Kruszwicy*, Kwartalnik Historii Kultury Materialnej, XXIV, 1, s. 35–54.

Enos P. , 1977, *Flow regimes in debris flow*, Sedimentology, 24, s. 133–142.

http://rcin.org.pl

Fagiewicz K., 2009, *Górnictwo odkrywkowe jako czynnik kształtowania stosunków wodnych (na przykładzie Kopalni Węgla Brunatnego „Adamów")*, [w:] A.T. Jankowski, D. Absalon, R. Machowski, M. Ruman (red.), *Przeobrażenia stosunków wodnych w warunkach zmieniającego się środowiska*, Uniwersytet Śląski, Sosnowiec, s. 129–140.

Faliński J.B., 1975, *Anthropogenic changes of the vegetation of Poland (Map in 1 2 000 000 scale and a comment to map)*, Phytocoenosis, 4, 2, s. 97–116.

Finarov D. P., 1986, *Geomorfologičeskij analiz i prognozirovanije pereformirovanija beregovoj zony i dna vodochranilisc*, Nauka, Leningrad.

Folk R.L., Ward W.C, 1957, *Brazos River Bar: a Study in the Significance of Grain Size Parameters*, Journal of Sedimentary Research 27, 1, s. 3–26.

French C.N., Moore P.D., 1985, *Deforestation, Cannabis cultivation and schwingmoor formation at Cors Llyn (Llyn Mire), central Wales*, New Phytologist 102, s. 469–482.

Friedman G.M., 1978, *Grain-size parameters – environmental interpretation*, [w:] R.W. Fairbridge, J. Bourgeois (red.), *The Encyclopedia of Sedimentology*, Dowden, Hutchinson & Ross., Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, s. 374–376.

Galon R., 1953, *Morfologia sandru i doliny Brdy*, Studia Societatis Scientarum Torunensis, 1, 6.

– 1972, *Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne*, [w:] R. Galon (red.), Geomorfologia Polski, tom 2, Niż Polski, PWN, Warszawa, s. 129–156.

Giełżecka-Mądry D., Sideł G., 2002, *Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz: Radziejów (0440)*, PIG, Warszawa.

Gołdyn R., 1990, Wpływ piętrzenia wód na procesy ekologiczne w jeziorach służących jako zbiorniki retencyjne, [w:] *Funkojonowanie ekosystemów wodnych, ich ochrona i rekultywacja, Ekologia jezior, ich ochrona i rekultywacja. Eksperymenty na ekosystemach, cz. II*, SGGW – AR, Warszawa.

Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976, *Sedymentologia*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Grobelska H., 2004, *Wpływ podpiętrzania wód na rozwój strefy brzegowej jezior na przykładzie Jeziora Pakoskiego (1975–2003)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN 200, s. 101–117.

– 2006, *Ewolucja Strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego (Pojezierze Gnieźnieńskie)*, Prace Geograficzne IGiPZ PAN, 205.

Grześ M., 1973, *Metodyka i wstępne wyniki badań nad termiką osadów dennych jeziora Gopło*, Przegląd Geograficzny, 45, 1, s. 119–133.

– 1976, *Krótkookresowe zmiany temperatury wód jeziornych i stabilności masy wodnej w świetle punktowych pomiarów na jeziorze Gopło*, Przegląd Geograficzny, 48, 3, s. 435–456.

Grześ M., Jankowski A.T., 1975, *Uwagi o przydatności zdjęć lotniczych do badań zjawisk lodowych jezior*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia, XI, 35, s. 145–154.

Gutry-Korycka M., 1993, *Naturalne i antropogeniczne zmiany obiegu wody*, [w:] I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*, UJ, Kraków, s. 271–389.

Habidov A.S., 1999, *Strojenije osadočnych tolšč beregovoj zony Novosibirskovo vodochranilišča*, [w:] O.V. Kašmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennych vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 138–150.

http://rcin.org.pl

Habidov A.S., Zindariev L.A., Savkin V.M., 1999, *Evoljucija beregov vodochranilisč usłovijach dlinnopieriodnych koliebanij urovnia vody*, [w:] O.V. Kaśmienskaja (red.), *Berega morej i vnutrennych vodojemov. Aktualnye problemy geologii, geomorfologii i dinamiki*, Izdatielstvo SO RAN, Naučno-Izdatelskij Centr OIGGM, Novosibirsk, s. 114–124.

Herbich J., Herbichowa M., 2002, *Szata roślinna torfowisk Polski*, [w:] P. Ilnicki (red.), *Torfowiska i torf*, Wydawnictwo Akademii Rolniczej im. Augusta Cieszkowskiego w Poznaniu, Poznań.

Herbich P., 2008, *Ekspertyza hydrogeologiczna dotycząca prognozy zagrożeń Jeziora Gopło i jego zlewni w związku z planowanym uruchomieniem odkrywki złóż węgla brunatnego „Tomisławice" KWB „Konin" w Kleczewie S.A.*, PIG, Warszawa.

Iłowska L., Łyczywek A., 2000, *Operat wodnoprawny – hydrowęzeł „Pakość"*, Inspektorat Eksploatacji Wód, Bydgoszcz RZGW Poznań.

Instrukcja opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, 2004, wyd. II, uzupełn., Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Jankowski A.T., 1986, *Antropogeniczne zmiany stosunków wodnych na obszarze uprzemysławianym i urbanizowanym (na przykładzie Rybnickiego Okręgu Węglowego)*, Prace Naukowe US, 868, US, Katowice.

Jańczak J., Lossow K., Kowalik A., Sziwa R., 2002, *Zanieczyszczenie i możliwości odnowy jeziora Gopło*, Materiały badawcze IMGW, Seria: Gospodarka Wodna i Ochrona Wód, 21, IMGW, Warszawa.

Jokiel P., 2004, *Zasoby wodne środkowej Polski na progu XXI wieku*, UŁ, Łódź.

– 2008, *Przepływy ekstremalne wybranych rzek środkowej Polski w latach 1951-2000*, Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica, 8, Wydawnictwo UŁ, Łódź, s. 99–129.

Jokiel P., Maksymiuk Z., 1988, *Wpływ kopalni odkrywkowej „Bełchatów" na zmiany odpływu*, [w:] *Antropogeniczne uwarunkowania zmian odpływu i reżimu rzek w różnych regionach Polski*, Dokumentacja Geograficzna, 4, Instytut Geografii i PZ PAN, Warszawa, s. 79–95.

Jordan R. R., Benson R. N., Spoljaric N., Pickett T. E., Valia H. S., Cameron B., 1977, *Skewness as a paleoenvironmental indicator; discussion and reply*, Journal of Sedimentary Research, 48, 3, s. 1000–1004.

Jurys L., 2006, *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Cekcyn, materiały nie publikowane*, Archiwum Państwowego Instytutu Geologicznego, Warszawa.

Kaniecki A., 2007, *Przemiany stosunków wodnych na obszarze Niziny Wielkopolskiej do końca XVIII wieku związane z antropopresją*, [w:] Z. Michalczyk (red.), *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, UMCS, Lublin, s. 304–318.

Kasperska-Wołowicz W., Łabędzki L., Bąk B., 2003, *Okresy posuszne w rejonie Bydgoszczy*, Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie, t. 3, zeszyt specjalny (9), Instytut Melioracji i Użytków Zielonych, Falenty, s. 39–56.

Kasztelewicz Z., Czyż J., Dwornik E., 2005, *Sztuka górnicza w sześćdziesięcioleciu KWB "Konin"*, Węgiel Brunatny, 4, 53, s. 23–29.

Kasztelewicz Z., Jagodziński Z., 2006, *Zagospodarowanie zbiornika końcowego Odkrywki "Lubstów" o kierunku wodno-rekreacyjnym*, Węgiel Brunatny, 4, 57, s. 22–26.

http://rcin.org.pl

Kasztelewicz Z., Klich J., Żuk S., 2004, *Wydobycie węgla brunatnego w Polsce – osiągnięcia i perspektywy*, [w:] *Górnictwo odkrywkowe w Akademii Górniczo-Hutniczej: 40-lecie Katedry Górnictwa Odkrywkowego; 55-lecie górnictwa odkrywkowego w AGH*, Akademia Górniczo-Hutnicza, Agencja Wydawniczo-Poligraficzna „ART-TEKST", Kraków s. 29–52.

Kondracki J., 2002, *Geografia regionalna Polski*, PWN, Warszawa.

Kowalenko W., 1952, *Przewłoka na szlaku żeglugowym Warta-Gopło-Wisła*, Przegląd Zachodni, 8, 5/6, s. 46–100.

Kowalewski G., 2003, *Shoreline changes of basins in the mire-lake reserves in S Tuchola Pinewoods*, Limnological Review, 3, s. 119–126.

Kozarski S., 1995, *Deglacjacja Północno-Zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP)*, Dokumentacja Geograficzna ,1, IGiPZ PAN, Warszawa.

Kożuchowski K., Kłysik K., Tarajkowska M., Wibig J., 1990, *Rytmiczne zmiany opadów atmosferycznych na obszarze międzyrzecza Pilicy i Warty*, Przegląd Geograficzny, LXII, 3–4, s. 358–382.

Laboratory Report 6/2009. Politechnika Śląska. Gliwice.

Lambor J., 1954, *Stepowienie środkowych obszarów Polski*, Prace PIHM, 34, Wydawnictwa Komunikacyjne, Warszawa.

Lamentowicz M., Obremska M., Mitchell E.A.D., 2008, *Autogenic succession, land-use change, and climatic influences on the Holocene development of a kettle-hole mire in Northern Poland*, Review of Palaeobotany and Palynology, 151, s. 21–40.

Levkevič V.E., Łopuch P.S., 2003, *Koncieptualnyje i teoretičeskije osnovy sovremiennych beregovych processov na vodoemach Belarusi*, [w:] Teoretičeskoje i prikladnye problemy sovremennoj limnologii, Matierialy Miežđunarodnoj naučno-praktičeskoj konferencii, Izdatelskij čentr BGU, Minsk, s. 111–121.

Liberacki M., 1958, *Formy wytopiskowe na obszarze sandru i doliny Brdy*, Zeszyty Naukowe UMK, Toruń.

Lowe D.R., 1976, *Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits*, Sedimentology, 23, s. 285–308.

Maćkowiak J., Siepielska T., Gradecki D., 1998, *Wpływ odwadniania złóż węgla brunatnego w rejonie konińskim na przypowierzchniowy poziom wodonośny*, Węgiel Brunatny, 22, 1, s. 26–28.

Makowska A., 1972, *Mapa geologiczna Polski 1 : 200 000, A. Mapa utworów powierzchniowych: arkusz Grudziądz*, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

Maksymiuk Z., 2002, *Rozwój leja depresyjnego Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów" i jego związek z budową geologiczną regionu*, [w:] *Obieg wody w zmieniającym się środowisku*, Prace Instytutu Geografii AS w Kielcach, 1, s. 293–300.

Maruszczak H., 1988, *Zmiany środowiska przyrodniczego kraju w czasach historycznych*, [w:] *Przemiany środowiska geograficznego Polski*, Ossolineum, Wrocław-Warszawa-Kraków-Gdańsk-Łódź, s. 109–135.

Mastyński Z., Rogiński S., 1964, *Studium historyczno-hydrologiczne Jeziora Gopła*, Prace Wydziału Nauk Przyrodniczych Bydgoskiego Towarzystwa Naukowego, Seria B, nr 3, Bydgoszcz.

Maszońska D., 2002, *Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1 50 000. Arkusz: Piotrków Kujawski (0439)*, PIG, Warszawa.

http://rcin.org.pl

Matuszkiewicz W., 1999, *Szata roślinna*, [w:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski Środowisko Przyrodnicze*, Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa. s. 427– 475.

Mazurek S., 2008, *Jest koncesja na Tomisławie*, Głos Górnika, 18 (2/204), KWB „Konin" w Kleczewie S.A., s. 1.

Miotk-Szpiganowicz G, 1990, *Historia lasów Borów Tucholskich i ich antropogeniczne przemiany*, [w:] K. Tobolski (red), *Paleoekologia i paleolimnologia postglacjału niżu polskiego (na przykładzie środkowej Wielkopolski i Borów Tucholskich)*, Wydawnictwo SGGW-AR, Warszawa, s. 20–28.

Mrózek W., 1964, *Zagadnienie źródeł Noteci*, Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika w Toruniu, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia III, 10, s. 109–123.

Mulder T., Alexander J., 2001, *The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits*, Sedimentology, 48, s. 269–299.

Mycielska-Dowgiałło E., 1980, *Wstęp do sedymentologii (dla geografów)*, Wyższa Szkoła Pedagogiczna im. Jana Kochanowskiego, Kielce.

– 1995, *Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość inerpretacyjna* [w:] E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.), *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, Państwowy Instytut Geologiczny, Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych Komitetu Badań Czwartorzędu PAN, Warszawa, s. 29–90.

Najgrakowski M., 1999, *Podział administracyjny w 1999 r. 1 : 500 000*, Atlas Rzeczyposplitej Polskiej, IG i PZ PAN, Warszawa.

Niewiarowski W., 1976, *Wahania poziomu wód w Jeziorze Pakoskim w świetle badań geomorfologicznych i archeologicznych*, [w:] R. Galon (red.), *Problemy geografii fizycznej*, Studia Societatis Scientarum Torunensis, 7, C, 4–6, s. 193–211.

– 1978, *Fluctuations of water-level in the Gopło Lake and their reasons*, Polskie Archiwum Hydrobiologii, 25, 1/2, s. 301–306.

Niewiarowski W., Weckwerth P., 2006, *Geneza i rozwój rzeźby terenu*, [w:] *Toruń i jego okolice. Monografia przyrodnicza*, Wyd. UMK, s. 65–98.

Nowaczyk B., 1994, *Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicach Charzykowy*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia 27, s. 97–110.

– 2006, *Geneza jezior na sandrze Brdy*, [w:] G. Kowalewski, K. Milecka (red.), *Przewodnik terenowy: Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie*, Park Narodowy Bory Tucholskie, Charzykowy, s. 43–52.

Okołowicz W., 1949, *Uwagi o morfologii Wdy*, Sprawozdania Towarzystwa Przyjaciół Nauk w Poznaniu, Poznań.

– 1956, *Morfogeneza wschodniej części Pojezierza Pomorskiego*, Biuletyn Instytutu Geologicznego, 100, s. 355–381.

Okulanis E., 1981, *Studium limnologiczne Jezior Raduńsko-Ostrzyckich*, GTN, Gdańsk.

Ovčinnikov G.I., 2003, *Dinamika beregovoj zony Angarskich vodochranilišč*, Avtoreferat, Irkuck.

Ovčinnikov G.I., Tržcinskij J.B., Pavlov S. H., 1997, *Ecological problems in the area of the man-made ponds of the Angara Cascade Hydroelectric Stations*, Enginnering Geology and the Environment, s. 2825–2830.

http://rcin.org.pl

Ovčinnikov G.I., Tržcinskij J.D., Rzętała M., Rzętała M., 2002, *Abrazjonno–akumulativnyje procesy v beregovoj zone vodochranilisč (na primere južnogo priangarja i sileskoj vozvysennosti)*, UŚ WNoZ, RAN Sibirskoje Otdelenie Instytut Zemnoj Kory, Sosnowiec–Irkuck.

Ozga-Zieliński B., 1987, *Badanie statystycznej niejednorodności ciągów pomiarowych*, Gospodarka Wodna, 10, s. 226–228.

Pasierbski, 1975, *Uwagi o genezie niecki Jeziora Charzykowskiego*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia 11, s. 101–113.

Pasławski Z., 1979, *Zasoby wodne Wielkopolski i ich zagospodarowanie*, Gospodarka Wodna, 9, s. 273–277.

– 1996, *Dorzecze Noteci, jego zasoby wodne i ich zagospodarowanie*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna, 47, s. 79–91.

Pasławski Z., Błaszczyk B., 1970, *Charakterystyka hydrologiczna i bilans wodny jeziora Gopło*, Przegląd Geofizyczny, XV, 3, s. 252–266.

Pietrucień Cz., 1976, *Udział czynników naturalnych i antropogenicznych w kształtowaniu wybranych elementów fizykochemicznych wód Jeziora Pakoskiego i Noteci*, Stud. Soc. Scien. Torun, Toruń–Polonia, 8, C, 4–6, s. 231–241.

– 1983, *Osobliwości hydrologiczne zbiornika Pakoskiego*, Przewodnik Wycieczek Zjazdu Geografów Polskich, Toruń, 15–18 września 1983, UMK, Toruń, s. 128–132.

Piętrzenie jeziora Pakość, stadium I. Plan zagospodarowania przestrzennego otoczenia piętrzonego jeziora Pakość, 1956, oprac J. Smagorzewski, Archiwum Janikowskich Zakładów Sodowych w Janikowie, nr arch. 1543/56.

Podgórski Z., 1996, *Antropogeniczne zmiany rzeźby terenu województwa toruńskiego*, Stud. Soc. Sci. Tor., 10, 4.

– 2004, *Wpływ budowy i funkcjonowania młynów wodnych na rzeźbę terenu i wody powierzchniowe Pojezierza Chełmińskiego i przyległych części dolin Wisły i Drwęcy*, Wyd. UMK, Toruń.

Puckalanka U., 1952, *Zasięg Gopła i jego połączenie w naszej erze*, Przegląd Zachodni, 12, 11/12, s. 575–584.

Price R.J., 1973, *Glacial and Fluvioglacial Landforms*, Oliver and Boyd, Edinburgh.

Prussak W., Zaleszkiewicz L., Neumann M., 2006, *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkusz Osie (205)*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.

Racinowski R., Szczypek T., 1985, *Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych*, Uniwersytet Śląski, Katowice.

Raczyński E., 1843, *Wspomnienia Wielkopolski to jest województw poznańskiego, kaliskiego i gnieźnieńskiego*, Poznań.

Rocznik Statystyczny Województwa Kujawsko-Pomorskiego, 2009, Urząd Statystyczny w Bydgoszczy, Bydgoszcz.

Rolka A.-M., 1997, *Charakterystyka obszarów sandrowych północnej części dorzecza Wdy*, Rocznik Fizycznogeograficzny, 2, s. 5–19.

Rzechowski J., 1999, *Powierzchniowe utwory geologiczne 1 : 500 000*, [w:] Atlas Rzeczyposplitej Polskiej, IG i PZ PAN, Warszawa.

Seifert A., 1936, *Die Versteppung Deutschlands*, Deutsche Technik, 9/10.

Sinkiewicz M., 1995, *Przeobrażenia rzeźby terenu i gleb w okolicy Biskupina wskutek denudacji antropogenicznej*, [w:] W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian*

http://rcin.org.pl

środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacjale i holocenie, Wyd. Turpress, Toruń, s. 247–279.

– 1998, *Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej*, Wyd. UMK, Toruń.

Širokov V.M., Lopuch P.S., Levkevič V.E., 1992, *Formirovanie beregov małych vodochraniliščlesnoj zony*, Gidrometeoizdat, Sankt–Petersburg.

Skarżyńska K., 1963, *Gopło – centrum hydrograficzne Polski przed wiekami*, Przegląd Geofizyczny, VIII, 3, s. 189–200.

Skowron R., 1980, *Letnio-jesienna stratyfikacja termiczna wody w jeziorze Gopło*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno–Przyrodnicze, Geografia, XV, 47, s. 29–48.

– 1982, *Termiczne rozwarstwienie wody w jeziorze Gopło w sezonie letnim w latach 1973–1978*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia, XVII, 54, s. 39–52.

– 1991, *Struktura termiczna wody w okresie letniej stagnacji na przykładzie wybranych jezior z Pojezierza Gnieźnieńskiego i Kujawskiego*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia, XXII, 73, s. 45–83.

– 2000, *Zmiany temperatury wody i zasobów ciepła w przebiegu dobowym na przykładzie epitermicznego jeziora Gopło*, Acta Universitatis Nicolai Copernici, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze, Geografia, XXXI, 106, s. 289–306.

Sly P.G., Thomas R.L., Pelletier B.R., 1983, *Interpretation of moment measures derived from water laid sediments*, Sedimentology, 30, s. 219–233.

Sobczyk M., 2002, *Statystyka*, PWN, Warszawa.

Soja R., 2002, *Hydrologiczne aspekty antropopresji w polskich Karpatach*, Prace Geograficzne, 186, Instytut Geografii i PZ PAN, Warszawa, ss. 130.

Sonntag P., 1919, *Geologie von Westpreußen*, Verlag von Gebrüder Bornträger, Berlin.

Stachy J., Fal B., Dobrzyńska I., Hołdakowska J., 1996, *Wezbrania rzek polskich w latach 1951–1990, cz. 1*, Gospodarka Wodna, 9, s. 261–268.

Spanilá T., Simeonova G., 1993, *Bank deformations on some water reservoirs in Bulgaria and Czechoslovakia*, Acta Montana IGT AS CR, Ser. A, 4, 90, s. 93–110.

Stolarska M., Ruman M., 2007, *Zmiany stosunków wodnych w małej zlewni w okolicach Kopalni Węgla Brunatnego „Bełchatów"*, [w:] Z. Michalczyk (red.) *Obieg wody w środowisku naturalnym i przekształconym*, UMCS, Lublin, s. 521–528.

Straburzyńska R., Trzeciakowska M., 2002, *Objaśnienia do Mapy Hydrogeologicznej Polski w skali 1:50 000. Arkusz: Sompolno (0478)*, PIG, Warszawa.

Systematyka gleb Polski, 1988. Roczniki Gleboznawcze 40, 3/4.

Szadkowska M., 1997, *Mapa Hydrogeologiczna Polski w skali 1:50 000. Arkusz: Ślesin (477)*, PIG, Warszawa.

Szczepański A., 2007, *Wody kopalniane w górnictwie węgla brunatnego*, [w:] *Hydrogeologia regionalna Polski, t. II*, PIG, Warszawa, s. 158–165.

Szupryczyński J., 1987, *Reliefentwicklung des Wda-sanders*, Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt- Univ Greifswald, Math.-nat. wiss. Reihe 36, 2–3, s. 15–19.

– 1988, *Morphology and ice melting in a Pomeranian outwash plain, Wda valley*, Geographia Polonica, 55, s. 173–179.

http://rcin.org.pl

Tanner W.F., 1978, *Grain-size studies*, [w:] Fairbridge R.W., Bourgeois J. (red.), *The Encyclopedia of Sedimentology*, Dowden, Hutchinson & Ross., Inc., Stroudsburg, Pennsylvania, s. 376–382.

Tobolski K., 2006, *Torfowiska Parku Narodowego „Bory Tucholskie"*, Park Narodowy Bory Tucholskie, Charzykowy.

Tomczak A., 1968, *Źródła Noteci w dobie historycznej, Ziemia Kujawska*, Polskie Towarzystwo Historyczne – Oddział w Inowrocławiu i Włocławku, Inowrocław-Włocławek, s. 5–18.

Valia H.S., Cameron B., 1977, *Skewness as a plaeoenvironmental indicator*, Journal of Sedimentary Research 47, 2, s. 784–793.

Wachowiak G., 1980, *Potwierdzenie niskiego odpływu średniego w okolicach jeziora Gopło*, Gazeta Obserwatora IMGW, 10, 33, s. 13–16.

– 1996, *Obserwacje i pomiary hydrologiczne w rejonie Kopalni Węgla Brunatnego Konin*, Gazeta Obserwatora IMGW, 3, 49, s. 6–9.

– 2000, *Monitoring środowiska wodnego rejonu Kopalni Węgla Brunatnego Konin*, Wiadomości IMGW, 44 (4), s. 49–51.

– 2002, *Zrzuty wód kopalnianych KWB „Konin" SA a przepływy wody w Strudze Biskupiej*, Węgiel Brunatny, 40 (3), s. 22–25.

– 2003, *Aktualny bilans wodny zlewni Strugi Biskupiej jako efekt zmian wywołanych eksploatacją odkrywkową w Kopalni Węgla Brunatnego „Konin"*, Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna, 54, s. 131–145.

– 2004, *Wpływ kopalni węgla brunatnego „Konin" na stosunki wodne w zlewni Strugi Biskupiej*, Gazeta Obserwatora IMGW, 2, s. 11–14.

– 2005, *Roczniki hydrologiczne i meteorologiczne rejonu odkrywek KWB „Konin" w Kleczewie SA – 10 lat badań IMGW dla potrzeb Kopalni*, Węgiel Brunatny, 51 (2), s. 25–31.

Wachowiak G., Farat R., Koczorowska R., 2004, *Kanał Ślesiński i bilans wodny jego zlewni*, Wiadomości IMGW, 48 (2), s. 27–54.

Warner, B.G., Kubiw, H.J., Hanf, K.I., 1989, *An anthropogenic cause for quaking mire formation in southwestern Ontario*, Nature, 340, s. 380–384.

Waszak S., 1933, *Przewodnik po Inowrocławiu i Kujawach (Kruszwica, Strzelno, Pakość)*, Nakładem Zbigniewa Knasta w Inowrocławiu, Inowrocław.

Wodziczko A., 1947, *Wielkopolska stepowieje*, [w:] A. Wodziczko (red.), *Stepowienie Wielkopolski – cz. 1*, PTPN, Prace Komisji Matematyczno-Przyrodniczej, Seria B, X, 4, s. 141–152.

Woś A., 1994, *Klimat Niziny Wielkopolskiej*, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań, ss. 192.

Woś D., 1989, *Ocena potencjalnych zasobów wodnych dorzecza Warty*, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza w Poznaniu, Seria Geografia, 46, Poznań.

Wójcik G., Marciniak K., 1993, *Opady atmosferyczne w regionie dolnej Wisły w okresie 1951–1980*, [w:] Z. Churski (red.), *Uwarunkowania przyrodnicze i społeczno-ekonomiczne zagospodarowania dolnej Wisły*, Uniwersytet Mikołaja Kopernika, Toruń, s. 107–121.

Wrzesiński D., 1996, *Wpływ procesów antropogenicznych na wielkość odpływu rzecznego ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk ekstremalnych na przykładzie zlewni Kiełbaski i Widawki*, Badania fizjograficzne nad Polską Zachodnią, Seria A – Geografia Fizyczna, 47, UAM, Poznań, s. 127–141.

http://rcin.org.pl

Zarzycki K., Trzcińska-Tacik H., Różańska W., Szeląg Z., Wołek J., Korzeniak U., 2002, *Ecological indicator volues of vasculary plants of Poland*, Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, Kraków.

Zieliński T. 1992, *Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.

– 1993, *Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji*, Uniwersytet Śląski, Katowice.

Zimny H., 2006, *Ekologiczna ocena stanu środowiska. Bioindykacja i biomonitoring*, Agencja Reklamowo-Wydawnicza Arkadiusz Grzegorczyk, Warszawa.

Z wycieczek krajoznawczych po Wielkopolsce. Kruszwica – Strzelno, 1913, Wydawnictwo Towarzystwa Krajoznawczego w Poznaniu, 1, Odbitka z Kuriera Poznańskiego, Poznań, s. 3–8.

Żarski J., Dudek S., 2000, *Charakterystyka warunków termicznych i opadowych województwa kujawsko-pomorskiego w aspekcie potrzeb ochrony środowiska*, Zeszyty Naukowe WSHE, t. VI – Ochrona środowiska, Wyd. WSHE, Włocławek, s. 85–98.

ANTHROPOGENIC AND NATURAL CHANGES OF GEOGRAPHICAL ENVIRONMENT IN THE KUYAVIAN-POMERANIAN VOIVODESHIP - SELECTED EXAMPLES

SUMMARY

The presented study summarizes the results of investigations conducted in the three study areas in the Kuyavsko-Pomorskie Voivodship in 2007. These investigations were funded by special grants designed to support science institutions acting in the Voyevodship territory. They regard to various kinds of human impact on the natural environment namely: the ground water lowering and shortage in the vicinity of the lignit open-cast mine in Tomisławice, the causes of floating peat mat development in Tuchola Pinewood with anthropogenicly changed vegetation and shorelake development in the reservoir come into being as a result of artificial lake damming.

In the area of Great Poland and Kuyavia as a result of surface mining regional depressions of the water table occurrs. The new open cast mine is being built Tomisławice (in Kuyavia, central Poland) because of the depletion of coal resources in other existing mines. The greatest hydrological changes caused by this opencast mine are anticipated to take place in the basin of the upper Noteć, including Lake Gopło. Therefore a statistical analysis of long-term data sequences has been made concerning the discharge of the Noteć at Łysek, the water levels of Lake Gopło at Kruszwica, and groundwater levels in Inowrocław, Zaryń and Kalina.

In total, in the long-term period analysed there were 87 events recognized by the authors as unusual hydrologically. Low discharges dominated (from both winter and summer half-years) and 56 were distinguished constituting about 64% of all events, with the number in the winter half year the same as those in summer. In the case of high discharges, those from winter dominated (22): 71% of all events.

The discharge of the Noteć was characterized by significant variability. A discharge seasonally higher than the long-term average were found between January and May, peaking in April, while discharges with values lower than the long-term average occurred from June to

http://rcin.org.pl

November, with the minimum in September. The amplitude of seasonal fluctuations came to 171.45% and this indicates a high variability in discharge in the annual cycle. The seasonal discharge rhythm in the summer half-year was interrupted by random high discharges which were difficult to predict and extreme in nature. An example of such a discharge was on 12th July 1980 when the calculated unit outflow from the Noteć catchment was about 35 $dm^3s^{-1}km^{-2}$.

Independently of the statistical analyses of sequences of hydrological data carried out in the period from May to November 2008, field studies were also conducted. These consisted of discharge measurements (11 measuring points), measurements of the height of the water table (7 series covering 45 measuring points), and hydrographic mapping of the area where the proposed opencast mine would have its impact (Fig. 8).

All the measurement points of groundwater levels were from the second aquifer below the ground surface, (between layers of clay), which is the main level utilised in this area. It lies at a depth of between 2 to 20 m, but mostly 5-10 m below the surface. In the area analysed the highest levels of the main aquifer are observed in the area of the planned opencast coal mine at Tomisławice. The water table was stable here in the summer half-year of 2008 at a height of 95 m above sea level. Precisely in the area of the planned opencast mine lies the underground watershed between the Vistula and Oder river basins. As the models, by the design company Poltegor (Herbich 2008) show, the underground water level will fall in this region by up to 50 m, and the entire lowered water table will stretch from Lake Goplo to Lake Głuszyńskie and from the Goplo-Świesz Canal to Noteć (Fig. 8).

Field measurements conducted in 2008 testify (Fig. 9) that the extent of the water table depression of the 'Lubstów' opencast mine was included in measurement points 34-38. A significant decrease in water level, and in some cases its complete disappearance, in the spring of 2007 was maintained throughout the whole of 2008. The hydrological consequences of such a large water table depression applies to the analysed region's largest river, the Noteć, as well, as the water table depression in the Quaternary valley deposits leading to river runoff from the Noteć in this area. The infiltrating character of the segment of the Noteć in the area of the Łysek gauging station may lead to a break in the uniformity of measurement sequences.

The hydrological year of 2008 was characterized by a negative water balance and most of the smaller streams in the summer were dry as a result of deficient precipitation. Measurements of discharge and the hydrographic mapping of the surface water network allowed for spatial presentation of surface flows (Fig. 10). The main axes of surface drainage are associated with the valleys of the Noteć and the Goplo-Świesz Canal. Here, the flow was on average 1.7 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (Goplo-Świesz Canal in the catchment area of the 4-Kaspral gauging station) and about 1.3 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ (in the catchments of gauging points 10 and 11 on the Noteć, and the catchment of Lake Głuszyńskie at Zgłowiączka - point 9). An average discharge of 1.3 $dm^3s^{-1}km^{-2}$ was also observed at gauging point 7 on the Gopło-Świesz Canal.

The water courses listed above remained flowing during the whole series of observations. The rest of the river network in the summer 2008 was of a seasonal nature or surface flow was not observed at all. Particularly noteworthy here is the area located in the region of the planned 'Tomisławice' opencast mine. As shown in Fig. 10, even before the drainage works for the new mine began, this area was characterized by very poor surface water resources.

The discharge of water from the 'Tomisławice' opencast mine to Lake Gopło and the Noteć will lead to compensatory fluctuations in the annual cycle of water levels in Lake Gopło.

http://rcin.org.pl

The upper Noteć will be divided into two sections: from its source to the confluence with the river Pichna, and from this confluence to Lake Gopło. In the first section there may be adverse effects caused by the lowering of the water table (as was the case at the 'Lubstów' opencast mine), while in the second an anthropogenic increase in discharge will be taking place caused by the water pumped out of the opencast mine. It should be noted that this will continue throughout its functioning until 2034.

In the region of Konin, the extent of the water table depression covers a total area of approximately 100 km^2 above the coal level and about 450 km^2 under and the southern part of the upper Noteć basin is already under the influence of the water table depression of the 'Lubstów' opencast mine. The inclusion of the depression at 'Tomisławice' will mean the section of the Noteć in the region of the Łysek gauging station will be under its influence too. In this sector the river will be losing water through infiltration through its bed.

The „Martwe Lake" reserve, located in Tuchola Pinewood, was created to protect unique, specific peaty vegetation. Onto that small lake heaving area of 3,56 sq. km, have moved the floating peat mat composed of oligotrophic, strong acidophilic species of Sphagnum taxa and vascular plats including two glacial relics. So far there is no clarity which was the cause of mat emergence: the human impact or natural plant succesin. To shed some light on that problem in the reserve and its vicinity there were undertaken geomorphic, geological and sedimentological investigations to become aquinted with abiogenic settings in which that ecosystem is operating. The presented results make necessary basis for further, detailed paleobiological research of the bottom sedinents cores derived from the lake.

The dominating outwash cover, accumulated in late subphases of Poznań glacial phase, is here fairly thin and in many places exposes older deposits originated while existence of extensive dead ice blocks mainly crevasses filling forms. According to AMS C^{14} dating derived from the mineral bottom of the lake, the melting out of that forms began in Younger Dryas period. Sediments accumulated in such crevasse are rich in moraine material and reveals plenty of sedimentary structures indicating the deposition in a distal part of a outwash plain. They are also the rich depository of biogenic elements for plants growth. The sediments were investigated in detail in regard to their granulometry and some basic chemical properties.

Due to large extent of glacifluvial deposits in the vicinity of the reserve developed mostly deep rusty soils. In higher elevated sandy landforms these soils were leached because of stronger percolation and formed podzolised rusty pedotype. However there are many sites having more fertile ones (lessives). In younger stages of succession these pedological conditions prefer development of poor coniferous forests with Cladonia taxa but in the more mature stages more complex mixed and poor leaf ones are possible.

In opinion of authors, conducting the investigation,s the development of peat floating mat was caused by anthropopression. The change from the mesophilic vegetation to acidophilic due to human influence caused acidification of the water body and favourable condition for strongly acidophilic Sphagnum taxa growth. Soon after logging the Sphagnum mosses started moving on the lake water body.

Its development was a trigger which changed the chemical and biological properties in the lake causing decrease of biological activity. That change was rather autogenic not allogenic.

The Pakość Reservoir was created on the West Noteć in 1975 as a result of the 4,5 metre-accumulation of waters in two lakes, the dichotomic Pakość Lake: the Northern (2.85 km^2) and the Southern (4.65 km^2); and not large lying to the south at a distance of over 2 km, the

http://rcin.org.pl

Bronislawski Lake (0.41 km^2). This is a middle-sized reservoir with a capacity of 86.5 mln m^3 (over 110%-growth of the capacity as a result of the accumulation) and 13.0 km^2 –area (only 8.1 km^2 before the accumulation). Other reservoir parametres are; length: 20.1 km, depth: average 9.2 m, max 18.7 m and width: average 0.74 km, max 2 km. The reservoir is divided by means of artificial dykes into four separate parts with a free water exchange. Both the entire reservoir as well as its individual parts have a long character.

The retentive and anti-flooding functions of the Pakość Reservoir condition huge water level fluctuations within a year. In winter-spring season thaw water accumulation takes place, in summer-autumn, however, water shedding occurs. Water levels, both during the accumulation and shedding, change monotonously, from 1 to 3 cm a day. Within a year course no longer periods of the same water level is observed.

The exploitation manual of the reservoir allows for water level amplitudes up to 3.9 m, within the range from 75.5 m above sea level that is 0.6 m above maximum water levels which occurs on lakes before their accumulation to 79.4 m above sea level. After nearly 30 years of the Pakość Reservoir exploitation over 80% of the length of the natural shores is active. Triple charting of the reservoir shore zone has shown the constancy of the type of shore zone formation processes which occur on individual sections. Along 60% of the reservoir natural shores the shore platform develops in an abrasive-accumulation type. More rarely, along 20% of the uninforced shore, the shore platform develops in an accumulation type.

The active cliff edge after 28 years of the Pakość Reservoir functioning moved 12-35 m back (0.43-1.25 a year). In 1999-2003 the reverse pace estimated at 0.005 up to 0.46 m a year and in individual years it varied from 0 to 1.1 m. In 2003-2007 the reverse pace estimated at 0,02 up to 0,2 m a year, and it is less in compare to average value for 1975-2007.

The upper, inner shore platform part during the entire function period of the reservoir, at a distance of 15-20 m from the active cliff foot has lowered about 0.4-0.8 m. Vertical changes within the shore platform in one-year full exploitation work cycle of the reservoir estimate at 0.1-0.15 m in the accumulation part to only 2-3 cm in the abrasive part.

The activity of Pakość Reservoir shore zone has a yearly and many year variability create by water level fluctuations.

Problems presented in the study are far from resolving in all three cases. They rather depict the questions to solve and define the hazards caused by diverse forms of human activity than give the answers how to mitigate them. None the less the presented results make up a good basis for further investigations.

In the case of hydrological impact analysis for the vicinity of realised open-cast mine in Tomisławice there was ascertained the possibiltity of the aquifer depression funnel development the size greater than planned. Potentially it may be a dangerous phenomenon regarding the ongoing process of Kuyavia stepping. Because of water resources scarcity in that area of Poland, during unfovourable weather conditions i.e. severe droughts it may occur acute water shortages for artificial compensation through pumping in areas endangered by lignit exploatation.

For the development of peaty-limnic ecosystem in the vicinity of Martwe Lake in Bory Tucholskie there was proven that its build-up have no relationship to poor soils lacking biogonic elements, because of the occurence of sediments, rich in compounds nedeed for plants growth, related to melting out of rich in moraine dead ice blocks in the Late Galacial period of the last glaciation. The floating peat mat development was caused rather by autogenic reason

http://rcin.org.pl

related to natural vegetation succesion accelerated and supported by human activity relying on substitution of mesophilic forest vegetation for acidophilic one of pine monoculture.

Analysing the shore development of Pakość Lakes being influenced by artificial human damming it seems that there occurs no stabilisation of its many sections in spite of 30 years of operation in that reservoir. The intensively abrasion is still taking place in some reaches of the lake shore. It should be bear in mind, however, that that can be the rerun of earlier operating processes from anterior times of the Holocene, when the Lake level was higher than directly prior to the damming.

Translated by Anna Sobolewska

http://rcin.org.pl

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN im. Stanisława Leszczyckiego wydaje następujące publikacje seryjne:

Geographia Polonica, Prace Geograficzne, Przegląd Geograficzny, Dokumentacja Geograficzna, Europa XXI, Geopolitical Studies, Bibliografia Geografii Polskiej, Atlas Warszawy oraz *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej* (1993–1997) i *Centralny Katalog Zbiorów Kartograficznych w Polsce* (1961–2000).

MONOGRAFIE

1. Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., 1997, *Bioklimatologia człowieka. Metody i ich zastosowanie w badaniach bioklimatu Polski.*
2. Starkel L., 2001, *Historia doliny Wisły od ostatniego zlodowacenia do dziś.*
3. Kozłowska-Szczęsna T., Błażejczyk K., Krawczyk B., Limanówka D., 2002, *Bioklimat uzdrowisk polskich i możliwości jego wykorzystania w lecznictwie.*
4. Kozłowska-Szczęsna T., Krawczyk B., Kuchcik M., 2004, *Wpływ środowiska atmosferycznego na zdrowie i samopoczucie człowieka.*
5. Gawryszewski A., 2005, *Ludność Polski w XX wieku.*
6. Węcławowicz G., Bański J., Degórski M., Komornicki T., Korcelli P., Śleszyński P., 2006, *Przestrzenne zagospodarowanie Polski na początku XXI wieku.*
7. Taylor Z., 2007, *Rozwój i regres sieci kolejowej w Polsce.*
8. Matuszkiewicz J.M. (red.), 2007, *Geobotaniczne rozpoznanie tendencji rozwojowych zbiorowisk leśnych w wybranych regionach Polski.*
9. Roo-Zielińska E., Solon J., Degórski M., 2007, *Ocena stanu i przekształceń środowiska przyrodniczego na podstawie wskaźników geobotanicznych, krajobrazowych i glebowych.*
10. Gawryszewski A., 2009, *Ludność Warszawy w XX wieku.*
11. Grzeszczak J., 2010, *Gentryfikacja osadnictwa. Charakterystyka, rozwój koncepcji badawczej i przegląd wyjaśnień.*

ATLAS WARSZAWY

6. Misztal S., 1998, *Przekształcenia struktury przemysłu Warszawy.*
7. Potrykowska A., Śleszyński P., 1999, *Migracje wewnętrzne w Warszawie i województwie warszawskim.*
8. Luniak M., Kozłowski P., Nowicki W., Plit J., 2001, *Ptaki Warszawy 1962–2000.*
9. Śleszyński P., 2006, *Przedsiębiorstwa w przestrzeni Warszawy.*
10. Degórska B., Deręgowska A., 2008, *Zmiany krajobrazu obszaru metropolitalnego Warszawy na przełomie XX i XXI wieku.*
11. Stępniak M., Węcławowicz G., Górczyńska M., Bierzyński A., 2009, *Warszawa w świetle Narodowego Spisu Powszechnego 2002.*

Sprzedaż i prenumeratę publikacji IGiPZ PAN prowadzą księgarnie:
- Warszawska Drukarnia Naukowa PAN. ul. Śniadeckich 8, 00-656 Warszawa, tel. fax (+48 22) 628 87 77, 628 76 14.
- Główna Księgarnia Naukowa im. Bolesława Prusa, ul. Krakowskie Przedmieście 7, 00-068 Warszawa, tel. (22) 826 18 35.

http://rcin.org.pl

Niniejszy tom zawiera trzy opracowania prezentujące wyniki badań terenowych prowadzonych w latach 2007 i 2008 na terenie województwa kujawsko-pomorskiego. Badania te były realizowane w ramach grantów przyznanych przez samorząd województwa kujawsko-pomorskiego.

W pierwszym opracowaniu przedstawiono najnowsze wyniki badań hydrologicznych przeprowadzonych na Kujawach przed rozpoczęciem funkcjonowania nowej odkrywki węgla brunatnego w Tomisławicach. Badania obejmowały zarówno wody powierzchniowe (przepływy Noteci i jej dopływów, stany wody Jeziora Gopło) jak i wody podziemne pierwszego poziomu wodonośnego. Przedstawiono zmienność warunków hydrologicznych w czasie i przestrzeni, zanim rozpoczęły się prace terenowe przy powstaniu odkrywki.

Drugie opracowanie dotyczyło geomorfologicznych uwarunkowań funkcjonowania rezerwatu torfowiskowo-jeziornego „Jezioro Martwe" w Borach Tucholskich. Poruszono tu kwestie dotyczące morfogenezy tego obszaru, warunków glebowych i zróżnicowania roślinności. Wykazano, że rozwój pła torfowcowego nie ma związku z lokalnym środowiskiem skalnym.

W trzecim opracowaniu przedstawione zostały najnowsze wyniki badań dotyczące rozwoju strefy brzegowej Zbiornika Pakoskiego. Stwierdzono tu brak stabilizacji brzegów mimo trzydziestoletniego okresu funkcjonowania zbiornika. Zauważono wzrost intensywności procesów abrazji brzegów niskich, przypłyciznowych. Obserwacje te wskazują na skomplikowany w czasie przebieg dostosowywania się linii brzegowej w spiętrzanych naturalnych jeziorach.

PL ISSN 0373-6547
ISBN 978-83-61590-13-2

http://rcin.org.pl